C 55 (05)

地質調査所月報

第 27 巻　第 12 号

目　次

報　文

中塚　正・田村　芳雄・陶山　淳治：
空中磁気探査における機体磁気補償……1（773）
小野千恵子：岩石の平均化学成分とその図示　5.　中生代，四万十・
和泉・田老・日高地向斜の泥岩……11（783）
西村　富子：伊瀬湾南部と三河湾の海底堆積物の化学成分――主として微量元素の分布――……17（789）
中条　純輔・村上　文敏・鹿児島湾の物理探査の予察……35（807）

講演要旨

第 128 回研究発表会

索　引

工業技術院地質調査所

昭和 51 年 12 月

地質調査所への連絡は

本　　所　〒 213　神奈川県川崎市高津区久本 135　☎ (044) 866—3171

東京分室　〒 162　東京都新宿区市ケ谷河田町 8 番地　☎ (03) 341—7131

北海道支所　〒 060　北海道札幌市中央区南 1 条西18丁目29番地　☎ (011) 611—4465

東北出張所　〒 980　仙台市本町 3 丁目 3 番 1 号 (仙台合同庁舎内)　☎ (0222) 21—4701

名古屋出張所　〒 460　名古屋市中区三ノ丸 2 丁目 5 番 2 号 (名古屋通産局総合庁舎内)　☎ (052) 951—6416

大阪出張所　〒 540　大阪市東区法円坂町 6 の25 (大阪第 2 合同庁舎別館)　☎ (06) 941—5377

中国出張所　〒 730　広島市上八丁堀 6 番30号 (広島合同庁舎 3 号館)　☎ (0822) 21—1945

四国出張所　〒 760　高松市番町 1 の10の 6 (四国通産局内)　☎ (0878) 31—3254

九州出張所　〒 815　福岡市南区大字塩原字アイゾ 497 の 2 (通産省福岡総合庁舎内)　☎ (092) 551—6099

NAKATSUKA, T.
TAMURA, Y.
SUYAMA, J.

空中磁気探査における機体磁気補償

中塚　正・田村芳雄・陶山淳治

地質調査所月報，vol. 27, no. 12, p. 773-781, 1976
6 illus.

スティンガー方式空中磁気探査において問題となる機体磁気の影響について考察し，その補償法を検討した．永久磁気成分補償用に三軸コイルシステムを，誘導磁気成分補償用にパーマロイ片を用い，バード方式を併用した調整法により，良好な結果を得た．しかし，機体磁気の経時変化・バードへの影響などの疑問点も残されており，より高精度の補償のためには，補償状態の安定性についての検討が望まれる．

550.814+.838

ONO, C.

岩石の平均化学成分とその図示　5.　中生代，四万十・和泉・田老・日高地向斜の泥岩

小野千恵子

地質調査所月報，vol. 27, no. 12, p. 783-788, 1976
2 illus., 2 tab.

中生代地向斜の泥岩の分析値として，四万十帯のもの51個，和泉帯のもの10個，田老帯のもの7個，日高帯のもの8個を選定し，平均値を求め Na_2O–K_2O 図を作成した．そして各帯での比較を行い，また，古生層を中心とする本州地向斜の泥岩の成分と比較検討した．

552.26:552.52:551.76

NISHIMURA, T.

伊勢湾南部と三河湾の海底堆積物の化学成分
——主として微量元素の分布——

西村富子

地質調査所月報，vol. 27, no. 12, p. 789-805, 1976
7 illus., 5 tab.

伊勢湾南部および三河湾の海底堆積物について粒度組成と関連させて主成分，微量元素，有機炭素の定量およびX線回折による構成鉱物の同定を行った．その結果，海底堆積物の主成分含有量は粒度組成と関連がある．微量元素の含有量は粘土分の少ない伊勢湾では少なく，粘土分の多い三河湾では多い．また各湾の堆積物中の粘土含有量と微量元素含有量との相関係数はいずれも大きい．これらの事実から海底堆積物中の微量元素の多くは粘土鉱物や有機物，鉄の水酸化物に吸着しているものと思われる．

543.842:551.313(521.62)

CHUJO, J.
MURAKAMI, F.

鹿児島湾の物理探査の予察

中条純輔・村上文敏

地質調査所月報，vol. 27, no. 12, p. 807-826, 1976
13 illus., 2 tab., 2 pl.

鹿児島湾の地質構造の調査を白嶺丸により行った．本調査は調査方法の適応性の検討と概況の把握に重点をおき，予察的な段階といえる．調査の方法は主として重力測定と音波探査である．姶良カルデラにおいて，重力異常はカルデラ中央において顕著な負異常 −25 mgal を示す．鹿児島湾中部では，湾中央の地形的な軸の方向にほぼ一致して，低重力異常の軸がある．音波探査によりこの海底が張力場で形成された地溝であることが明らかになった．阿多カルデラでは重力異常の最少値 −12 mgal が山川港南東に見出された．また堆積物は薄く粗粒で露岩もある．地質構造は概して複雑といえる．

551.462:550.831(522.8)

報　文

550.814+.838

空中磁気探査における機体磁気補償

中塚　正*　田村　芳雄**　陶山　淳治***

The Compensation for the Aircraft Magnetism in the Aeromagnetic Survey

Tadashi Nakatsuka, Yoshio Tamura and Junji Suyama

Abstract

The effect of the aircraft magnetic field on a magnetic sensor in the stinger was studied, and the test of its compensation was attempted for the survey aircraft JA-8612 (YS-11). The elimination of permanent and induced magnetic noises (about 50 gammas and 15 gammas peak-to-peak, respectively) by means of both three-axis-coil system and permalloy strips was proposed. After this compensation was made, the directional error of the stinger measurement relative to the bird one is reduced to about 0.5 gamma. As a result of the test, the total magnetic noise is determined by the random noise up to 1 gamma at most. It was, however, suggested in the course of data processing that the directional error might be less stable than what had been expected. This indicates that the absolute (not relative to the bird) and frequent measurement of the directional error is required to examine the stability of the compensated status and to make more accurate compensation.

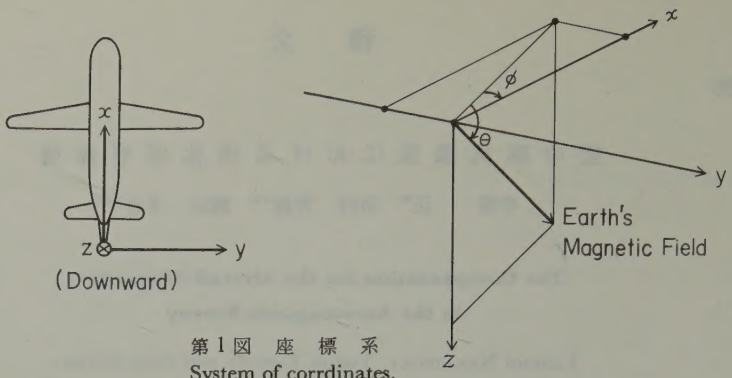
1. はじめに

空中磁気探査では，航空機の機体磁気等によるノイズ磁場を避けるため，従来，磁力計の検出部（センサー）を非磁性の容器（バード）に収納し，機体から遠ざけてケーブルで曳航するバード方式がとられてきた．一方，センサーを機体から突出したテイル・コーン（またはテイル・ブーム）の先端に固定するスティンガー方式は，近年，実施上の安全性・経済性の面での優位性によって，広く用いられるようになってきた．バード方式では，センサー（バード）を機体から充分遠ざけることによって，機体磁気の影響をのがれられるが，スティンガー方式ではその影響が無視できず，これを何らかの方法で補償することが必要である．

機体磁気補償の方法としては，大別して，ハードウェアによる場合とソフトウェアによる場合とが考えられる．前者は，センサーに対する機体磁気の影響を打消すためにさらに別の人工的な磁場を加える方法であり，付加する人工磁場の精密な調整が必要である．一方，後者は，機体磁気の影響をうけたままのデータを収集してデータ処理の過程で補正を加える方法であり，前者と比較してより簡便である．しかし後者の場合，精度の高い補償を行うには時々刻々の機体の姿勢を知る必要があり，これを検出・記録し処理しなければならない．この機体姿勢の検出・記録のためには，膨大な高度のハードウェアを必要とし，実用に適さない．また，やむを得ず機体の姿勢データなしに機体磁気の影響をソフトウェアによって補正する場合には，精度を若干犠牲にして「一測線上で機体の姿勢は一定」という仮定のもとにデータ処理を行うこととなる．この場合でも，予めハードウェアによる補償をある程度施しておけば，精度の犠牲は少なくてすむ．つまり，高精度の機体磁気補償のためには，実用上ハードウェアによる補償が不可欠である．

筆者らは，昭和47年高感度空中磁力計の導入以来，ハードウェアによる機体磁気補償の方法を確立させる立場から，探査機のスティンガーに対する機体磁気補償の研究を重ねており，より完全な補償を目指している．本報告では，まず機体磁気ノイズの種類とその性格を明らか

* 物理探査部
** 日鉱探開株式会社（元所員）
*** 地殻熱部



第1図 座 標 系
System of corrdinates.

にしたのち，実際に用いた補償方法とその結果について述べ，若干の考察を加えた．

2. 機体磁気ノイズ

航空機の機体に由来するノイズ磁場には各種のものが考えられ，列挙すれば次の如くである．

① 永久磁気

機体自体および搭載機器に使われている磁性体のもつ残留磁気によるもので，機体に固定した座標系において一定のベクトル量である．

② 誘導磁気

外部磁場（地球磁場）によって機体の磁性物質に誘導されてできる二次磁場であり外部磁場の強さに比例し，外部磁場に対する相対的な機体の姿勢変化に伴って変動する．

③ 渦電流による磁場

導体を貫く磁束の変化によって導体内に誘起される渦電流による磁場で，主に機体の姿勢変化によって発生する．

④ 機体内電流による磁場

機体の電気系統を流れる電流がループを作っている場合に発生する磁場で，定常的に流れている場合には永久磁気と同一視して扱えるが，変動分は別の磁気ノイズとなる．

⑤ 磁性体の移動による磁場変動

残留磁気や誘導磁気をもったものが機械的に動くことによって発生する磁場変動で，主に機体の姿勢制御系統に由来する．

⑥ その他

残留磁気の粘性項や，誘導磁気の異方性・ヒステリシスなどが影響する．

スティンガー方式では，ノイズ磁場によるセンサー付近の磁気傾度を充分小さくするために，センサーはテイル・コーンの先端に収納されるが，これによって同時に微弱なノイズ磁場の影響からものがれられる．実際の探査では，測線に沿って直線的に飛行し，機体の急激な姿勢変化は避けるようにしているので，問題となるのは，主として永久磁気と誘導磁気である．

今，ノイズ磁場として永久磁気と誘導磁気のみを考え，センサーに相対的な位置 $\boldsymbol{r}$ の磁性物質の磁化分布を $\boldsymbol{M}(\boldsymbol{r})$ とすると，センサーに対するノイズ磁場 $\boldsymbol{F}$ は，

$$\boldsymbol{F} = \mathrm{grad} \oint \frac{1}{r^3} \boldsymbol{r} \cdot \boldsymbol{M}\, dV \qquad (r = |\boldsymbol{r}|) \tag{1}$$

で表される．ここで $\oint dV$ は機体全体の磁性体に対する積分，grad はセンサーの位置での方向微分である．よって，

$$\begin{aligned} \boldsymbol{F} &= \oint \mathrm{grad} \left(\frac{1}{r^3} \boldsymbol{r} \cdot \boldsymbol{M} \right) dV \\ &= \oint (\boldsymbol{r} \cdot \boldsymbol{M}) \mathrm{grad} \left(\frac{1}{r^3} \right) dV + \oint \frac{1}{r^3} \mathrm{grad}\, (\boldsymbol{r} \cdot \boldsymbol{M})\, dV \\ &= \oint \frac{3}{r^5} \boldsymbol{r}\, (\boldsymbol{r} \cdot \boldsymbol{M})\, dV - \oint \frac{1}{r^3} \boldsymbol{M}\, dV \end{aligned} \tag{2}$$

機体に固定した直交座標系 x, y, z（各方向の単位ベクトルを $\boldsymbol{i}, \boldsymbol{j}, \boldsymbol{k}$ とする）を第1図のようにとり，この系に対する地球磁場の伏角を θ，機首方向（x 軸）の方位角（x-y 面内で磁北方向から東回りにはかる）を ϕ とすると，地球磁場を $\boldsymbol{N}$（その絶対値を N）として，

$$\boldsymbol{M} = \boldsymbol{P} + \kappa \boldsymbol{N} \tag{3}$$

$$\boldsymbol{N} = N (\boldsymbol{i} \cos\theta \cos\phi - \boldsymbol{j} \cos\theta \sin\phi + \boldsymbol{k} \sin\theta) \tag{4}$$

ここに，$\boldsymbol{P}$ は永久磁気による磁化の強さ，κ は磁化率であり，ともに $\boldsymbol{r}$ の関数である．

$$\boldsymbol{r} = r_x \boldsymbol{i} + r_y \boldsymbol{j} + r_z \boldsymbol{k} \tag{5}$$

$$\boldsymbol{P} = P_x \boldsymbol{i} + P_y \boldsymbol{j} + P_z \boldsymbol{k} \tag{6}$$

$$P_r = \frac{1}{r} \boldsymbol{r} \cdot \boldsymbol{P} = \frac{1}{r} (P_x r_x + P_y r_y + P_z r_z) \tag{7}$$

$$r_N = \frac{1}{N} \boldsymbol{N} \cdot \boldsymbol{r} = r_x \cos\theta \cos\phi - r_y \cos\theta \sin\phi + r_z \sin\theta \tag{8}$$

とおくと，(2)～(8)より，

$$\boldsymbol{F}=\oint\frac{3P_r}{r^4}\boldsymbol{r}\,dV+\oint\frac{3\kappa N r_N}{r^5}\boldsymbol{r}\,dV-\oint\frac{1}{r^3}(\boldsymbol{P}+\kappa\boldsymbol{N})\,dV \tag{9}$$

ノイズ磁場 $\boldsymbol{F}$ が全磁力測定に及ぼす影響Gは，$\boldsymbol{F}$ が地球磁場 $\boldsymbol{N}$ に比べて充分小さいとき，

$$G=\frac{1}{N}\boldsymbol{N}\cdot\boldsymbol{F} \tag{10}$$

であるから，

$$P_N=\frac{1}{N}\boldsymbol{N}\cdot\boldsymbol{P}=P_x\cos\theta\cos\phi-P_y\cos\theta\sin\phi+P_z\sin\theta \tag{11}$$

とおくと，

$$G=\oint\frac{3P_r r_N}{r^4}dV-\oint\frac{P_N}{r^3}dV+\oint\frac{3\kappa N r_N^2}{r^5}dV-\oint\frac{\kappa N}{r^3}dV \tag{12}$$

となる．ここで，ϕ 依存性に注目すると，(8)・(11)・(12)より

$$G=A_1\cos\phi+A_2\sin\phi+B_1\cos 2\phi+B_2\sin 2\phi+C \tag{13}$$

$$A_1=\cos\theta\oint\left(\frac{3P_r r_x}{r^4}-\frac{P_x}{r^3}\right)dV+6N\sin\theta\cos\theta\oint\frac{\kappa}{r^5}r_x r_z\,dV \tag{14}$$

$$A_2=-\cos\theta\oint\left(\frac{3P_r r_y}{r^4}-\frac{P_y}{r^3}\right)dV-6N\sin\theta\cos\theta\oint\frac{\kappa}{r^5}r_y r_z\,dV \tag{15}$$

$$B_1=\frac{3}{2}N\cos^2\theta\oint\frac{\kappa}{r^5}(r_x^2-r_y^2)\,dV \tag{16}$$

$$B_2=-3N\cos^2\theta\oint\frac{\kappa}{r^5}r_x r_y\,dV \tag{17}$$

$$C=\sin\theta\oint\left(\frac{3P_r r_z}{r^4}-\frac{P_z}{r^3}\right)dV+N\left(\frac{3}{2}\cos^2\theta-1\right)\oint\frac{\kappa}{r^5}(r_x^2+r_y^2-2r_z^2)dV \tag{18}$$

ここに，(14)・(15)・(18) の各右辺第1項は永久磁気の効果を表し，その他は誘導磁気の効果である．しかし，実際の機体では，磁性体はセンサーの位置を含み z 軸に垂直な面（$r_z=0$）近くに分布し，かつ磁化率分布は機首方向（x 軸）に関し左右対称 $[\kappa(r_x,-r_y,r_z)=\kappa(r_x,r_y,r_z)]$ に近いと考えられる．このとき(14)～(18)は，

$$A_1\simeq\cos\theta\oint\left(\frac{3P_r r_x}{r^4}-\frac{P_x}{r^3}\right)dV \tag{19}$$

$$A_2\simeq-\cos\theta\oint\left(\frac{3P_r r_y}{r^4}-\frac{P_y}{r^3}\right)dV \tag{20}$$

$$B_1=\frac{3}{2}N\cos^2\theta\oint\frac{x}{r^5}(r_x^2-r_y^2)\,dV \tag{21}$$

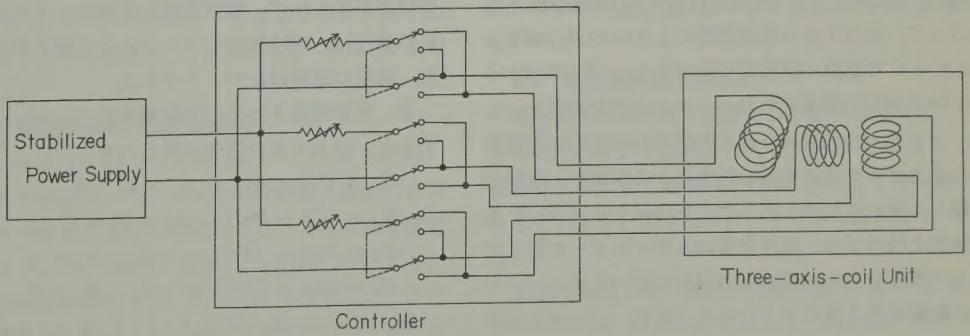
$$B_2\simeq 0 \tag{22}$$

$$C\simeq-\sin\theta\oint\frac{P_z}{r^3}dV+N\left(\frac{3}{2}\cos^2\theta-1\right)\oint\frac{x}{r^3}dV \tag{23}$$

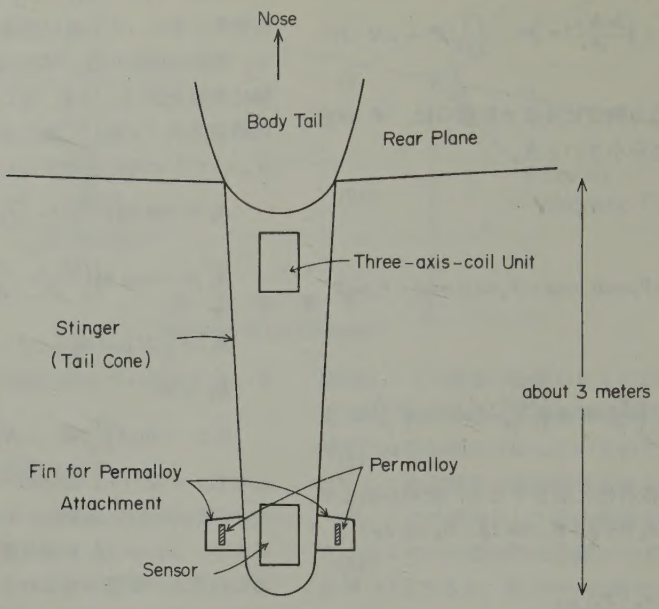
となる．すなわち，(13)において，$B_2\sin 2\phi$ の項は小さく，$A_1\cos\phi+A_2\sin\phi$ の項は主として永久磁気によるもの，$B_1\cos 2\phi$ の項は誘導磁気によるもので，C の項には双方の影響が含まれる．なお，以下においては，機体が水平（z 軸が鉛直，θ は定数となる）の状態で，ノイズ磁場が全磁力測定に及ぼす影響 G を，ϕ の関数 $G(\phi)$ として扱い，これを「方位誤差」と呼ぶ．

3．機体磁気補償

筆者らは，昭和47年以来，各地域での空中磁気探査に付随して，探査機のスティンガーに対する機体磁気補償の研究を重ねてきた．当初の目標としては，バード方式と同程度の精度のデータが得られるようにすることが要請されたため，バード・スティンガー間の比較測定に重点を置き，両測定値の一致をめざした．また，探査飛行時は，測線に沿って直線的に飛行し，機体はほぼ水平を保っているので，第1近似として地球磁場の機体系に対する伏角は一定とみなし，前述の「方位誤差」をなくすようつとめた．



第2図　三軸コイルコンペンセータの構成
Schematic diagram of three-axis-coil system.



第 3 図　スティンガーにおける磁力計センサーと機体磁気補償用の三軸コイルおよびパーマロイの配置
Configuration of three-axis-coil unit and permalloy strips for compensation of the aircraft magnetic field around a stinger sensor.

3.1 補償の方法

機体磁気補償のためには，三軸コイルコンペンセータとパーマロイ片を用いた．三軸コイルコンペンセータ（以下単に「コンペンセータ」と呼ぶ）は第 2 図に示す構成になっており，スティンガーに対して，機体に固定した座標系で一定の磁場（ベクトル）を加えることができる．各コイルの軸は互いに直交し，その方向によって L (*Longitudinal*)・T (*Transverse*)・V (*Vertical*) の各称が付されている．各コイルがつくる磁場は，センサーの位置でそれぞれ x・y・z 方向となり，方位誤差に対する効果としては，原理的にそれぞれ ($\cos\phi$ の項)・($\sin\phi$ の項)・(定数項) に対応する（実際には若干の Crosstalk もある）．よって，各コイルの電流調整により(13)の $A_1\cos\phi + A_2\sin\phi + C$ の部分の補償が可能である．$B_1\cos 2\phi + B_2\sin 2\phi$ の部分の補償用にはパーマロイ片を用いた．これは，センサーの位置から見て水平でかつ互いに垂直な方向にある 2 つの磁性物質の誘導による影響が，水平成分に関して互いに打消しあうことを利用するものである．実際の機体では，磁性物質はスティンガーに対して主として機首方向に分布し左右対称に近いため，パーマロイの配置は第 3 図のようになる．なお，パーマロイを左右両側に置くのは，センサー付近の磁気傾度を小さくするためである．また，パーマロイの方位誤差に対する効果は，(13)の $B_1\cos 2\phi + B_2\sin 2\phi$ の項だけでなく，その他の項にも影響するため，パーマロイの取付・移動の後にはコンペンセータの再調整が必要である．

3.2 調整原理

コンペンセータおよびパーマロイの調整には，各時点での方位誤差を知る必要があり，これを決定するには機体磁気の影響をうけていない基準磁力値データが必要である．地上調整の場合は，機体から充分離れた位置で地磁気日変化等の経時変化をモニタし，機体のない状態で予め測定した磁力値に経時変化分の補正を行って基準磁力値とした．しかし，地表付近は磁気傾度が高くて充分な精度が得られず，飛行調整を余儀なくされた．飛行調整の場合は，同時測定のバードによる磁力値を基準とした．調整の原理は次のようである．

① 東西南北 4 方位の方位誤差を $G_E\cdot G_W\cdot G_S\cdot G_N$ とすると，(13)より次の関係が得られる．

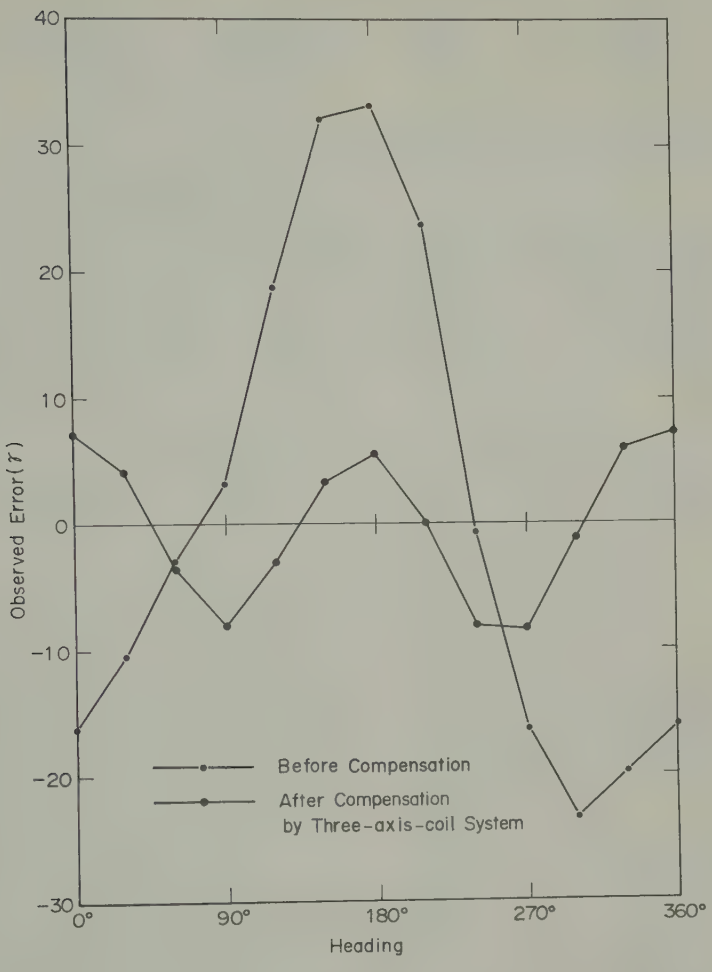
$$G_N = G(\phi = 0°) = A_1 + B_1 + C \qquad (24)$$

$$G_E = G(\phi = 90°) = A_2 - B_1 + C \qquad (25)$$

$$G_S = G(\phi = 180°) = -A_1 + B_1 + C \qquad (26)$$

$$G_W = G(\phi = 270°) = -A_2 - B_1 + C \qquad (27)$$

② コンペンセータの $L\cdot T\cdot V$ 各コイルのつくる磁場は，方位誤差に対してそれぞれ(13)の ($\cos\phi$ の項)・($\sin\phi$ の項)・(定数項)，すなわち $A_1\cdot A_2\cdot C$ に影響す



第4図　三軸コイルコンペンセータによる永久磁気成分の補償
Compensation of the permanent magnetic component by three-axis-coil system.

る．よって(24)～(27)を考慮すると，$G_E = G_S$ となるようにLコイル電流を，$G_E = G_W$ となるようにTコイル電流を，$G_N + G_E + G_S + G_W = 0$ となるようにVコイル電流を調整することにより，$A_1 \cos\phi + A_2 \sin\phi + C = 0$ となる．

③　この調整の結果，方位誤差は

$$G(\phi) = B_1 \cos 2\phi + B_2 \sin 2\phi \qquad (28)$$

となり，この部分はパーマロイの位置調整（場合によっては大きさの変更を含む）に委ねるが，②による調整結果の確認と $B_1 \cdot B_2$ の検出のために，12方位（30°ごと）程度の方位誤差を測定する．B_2 が B_1 と同等以上の大きさをもつ場合は，パーマロイの水平面内でのセンサーを中心とした回転移動による位置調整が必要となるが，前述のように $B_2 \simeq 0$ であれば，センサーからの距離のみの調整でよく，$B_1 > 0$ のときパーマロイをセンサーに近づけ，$B_1 < 0$ のときセンサーから遠ざける．さらに，パーマロイの調整後にはコンペンセータの再調整を行う．

3.3　永久磁気成分の補償

機体磁気補償の第1段階として着手したのは，コンペンセータにより方位誤差の $A_1 \cos\phi + A_2 \sin\phi + C$ の項を消去することである．これは，主として永久磁気によるものであり，誘導磁気による効果も若干含まれている．

最初の実験では，前述の調整原理と異なる機体のManeuvering（Rolling・Pitching・Yawing）による調整法を試みた．この方法は，ノイズ磁場として永久磁気のみを考え，そのベクトルの地球磁場方向への射影が機体

の Maneuvering によって変化することを利用するものであり，独立な3方向への射影の変化をなくすことによって補償が行われる．この方法が有効であれば，スティンガー式磁力計単独で補償ができ，簡便かつ経済的である．しかし実際には，誘導磁気の効果が複雑に影響し，渦電流の効果も問題となるので，本実験の目的には適用できないことがわかった．そのため，以後のコンペンセータ調整は前述の調整原理に基づくことにした．

結果は第4図に示す通りで，無補償の時は方位誤差が *p-p* (*peak-to-peak*) で約50ガンマに達し，コンペンセータによる補償を加えてもなお約15ガンマ *p-p* の誘導磁気成分による方位誤差が残る．このことは，スティンガーに対しては永久磁気補償だけでなく誘導磁気補償も不可欠であることを示しており，また，機体の Maneuvering による調整法の不合理性を追証したものといえるだろう．

コンペンセータによる補償の前後における方位誤差の変化分は，およそ $26.2\cos\phi - 9.9\sin\phi - 2.3$ (ガンマ) で近似される．一方，三軸コイルに流した電流は，$L \cdot T \cdot V$ 各コイルについてそれぞれおよそ 7.5 mA, −5.6 mA, 0.0 mA である．このとき，コイルの大きさ・巻数・センサーからの距離を与えて，(19)～(23)によって三軸コイルによる影響を計算すると，およそ $26.9\cos\phi - 10.1\sin\phi$ となる．両者のちがいは，方位誤差自体の測定誤差に加えて，コイルの等価的な大きさの見積りの誤差，三軸コイルの設置方向の不正確さによると考えられ，これらの点を考慮に入れると，両者はかなり良い一致を示している．

3.4 誘導磁気成分の補償

誘導磁気成分補償用のパーマロイの調整は Trial and Error (試行錯誤) によったが，これを能率的に行うため，パーマロイの形・大きさ・センサーからの距離による影響について，事前に地上で検定を行った．

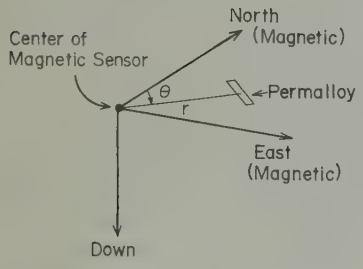
前章では，x を磁化率として，誘導磁気による磁化の強さを κN で表わしたが，これは磁化率が1に比べて充分小さいときにのみ成立し，磁化率が高いときは消磁力を考慮する必要がある．そのとき，誘導磁化をそのまま κN で表わすものとし，磁化率を x，消磁係数を α とすれば，

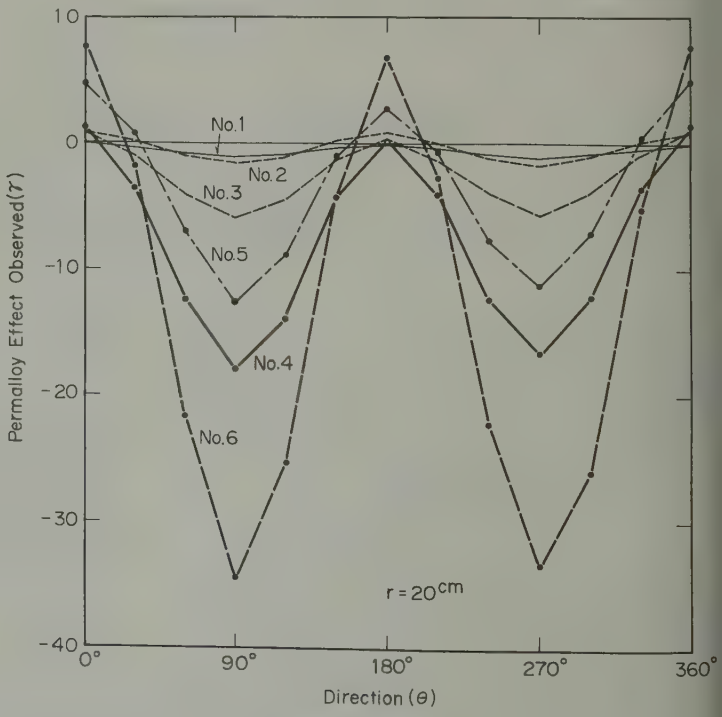
$$\kappa = x/(1 + \alpha x) \qquad (29)$$

としなければならない．すなわち，パーマロイの磁化率 κ は数1000程度の大きな値となるが，消磁力の効果により κ の値は $1/\alpha$ 程度となる．一方，消磁係数 α は，形状および磁場の方向に依存し，その値を解析的に求めることは難しい．われわれの目的は，消磁係数を求めることではなく，補償に使用するパーマロイの誘導磁気効果を

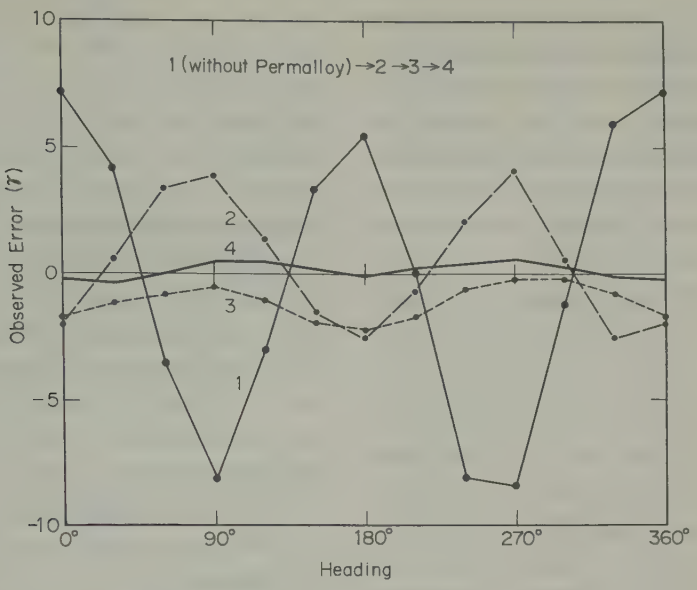
Dimensions of each Permalloy

	(mm)
No.1	7 × 16 × 2
No.2	7 × 25 × 2
No.3	7 × 40 × 2
No.4	7 × 65 × 2
No.5	15 × 47 × 2
No.6	15 × 76 × 2





第5図 パーマロイの形・大きさによる誘導磁気効果
Induction effect due to the various sizes of permalloy strips.



第6図　パーマロイによる誘導磁気成分の補償
Compensation of the induced magnetic component by permalloy strips.

知ることであるので，実測によるのが早道である．

事前の地上検定には6種類の大きさのパーマロイを準備し，磁力計は地上用のもの（光ポンピング型・セシウム）を使用した．その結果の一部を第5図に示す．永久磁気成分補償後の方位誤差が15ガンマ *p-p* 程度であることから，この誘導磁気成分の補償のためには No. 4 のパーマロイ（第5図参照）を使用することにした．

コンペンセータは制御部が機内にあるので飛行中に調整できるが，パーマロイは機体の外側に取付けるため，位置の修正等は着陸時に行う．また，パーマロイの取付・位置修正は方位誤差の定数項等にも影響を与えるため，パーマロイ調整後にはコンペンセータの再調整が必要である．かくして，誘導磁気成分の補償の手順は，「離陸→コンペンセータ調整→方位誤差測定（12方位飛行）→着陸→パーマロイ調整」の繰返しとなる．この過程を示したのが第6図である．曲線1はパーマロイ取付前，曲線2はパーマロイ取付後最初の方位誤差測定結果である．曲線2では曲線1と比べて振幅のかなりの減少が見られ，パーマロイの選定が妥当であったことを示している．また曲線1-2間での位相の反転は，曲線2の状態が過補償であり，パーマロイをセンサーから遠ざける必要のあることを示している．パーマロイを若干移動させた結果が曲線3で，まだ少し過補償である．さらにパーマロイをセンサーからわずかに遠ざけた結果，曲線4に示すように，方位誤差が ±0.5ガンマ程度にまでおさえられた．

しかし，第6図に示したのは各方位での磁力値誤差の平均レベルであり，実際の測定値はその値を中心に最大1ガンマ程度変動する．この原因としては，永久磁気・誘導磁気以外の機体磁気ノイズのほかに，バードの機体に相対的な揺動が考えられ，以上に述べた機体磁気補償法の限界を示すものであるが，この精度は位置決定精度と比較して，一般の空中磁気探査の要求を充分みたすと思われる．

4. 問題点と若干の考察

前章では，機体が水平に保たれることを仮定して，地球磁場の機体系に対する伏角 θ を一定とみなしたが，より正確には θ の変化を考慮しなければならない．前章に示した方法により，機体が水平なとき方位角 ϕ に関係なく方位誤差が0となったとすると，$A_1 = A_2 = B_1 = B_2 = 0$ であり，前述のように A_1, A_2, B_1, B_2, C が(19)～(23)で表されるとすると，

$$\oint\left(\frac{3P_x r_x}{r^4} - \frac{P_x}{r^3}\right) dV = 0 \tag{30}$$

$$\oint\left(\frac{3P_x r_y}{r^4} - \frac{P_y}{r^3}\right) dV = 0 \tag{31}$$

$$\oint\frac{\kappa}{r^5}(r_x^2 - r_y^2)\, dV = 0 \tag{32}$$

$$\sin\theta\oint\frac{P_x}{r^3}\, dV = N\left(\frac{3}{2}\cos^2\theta - 1\right)\oint\frac{\kappa}{r^3} dV \tag{33}$$

となる．(22)，(30)～(32)は θ にかかわりなく，近似的に A_1

$= A_2 = B_1 = B_2 = 0$ となることを示しており，θ の変動の効果は主としてCの部分のみに現れる．しかるに，Cの部分による方位誤差は各方位に対して等価であり，磁気探査において重要なのは，磁力値そのものよりもむしろ磁力値の位置的な変化である．従って，方位誤差の値を0にすることに固執せず，機体の姿勢変化による方位誤差の変化を最小にする立場からは，機体が水平のときの θ を θ_0 として，$[\partial C/\partial\theta\,(\theta=\theta_0)]=0$ すなわち，

$$\cos\theta_0\oint\frac{P_z}{r^3}dV+\frac{3}{2}N\sin 2\theta_0\oint\frac{\kappa}{r^3}dV=0 \qquad (34)$$

となるように，コンペンセータ（Vコイル電流）の再調整を行うことによって，機体の揺れの効果を小さくすることが期待できる．しかし，このような調整が有意であるためには，永久磁気・誘導磁気による方位誤差の補償が充分なされている必要がある．機体磁気補償の現段階は，後に述べるような別の問題点が残されており，このような調整はまだ行っていない．なお，永久磁気と誘導磁気を個々に分離して補償する立場からは，(18)の右辺第2項に対応する誘導磁気の影響をなくすために，センサーに対して鉛直方向にもパーマロイを配置する方法が考えられるが，スティンガーの構造上の制約から，実施していない．また，仮に水平・鉛直両方向にパーマロイを取付けたとしても，永久磁気と誘導磁気とを分離して検出することはできないので，調整の段階で非常な困難をきたすことが予想され，実用的でない．

機体磁気のうち誘導磁気は，方位誤差に対する寄与が小さく，かつ搭載機器の変更等がない限り一定と考えられるが，永久磁気は，長時間にわたる経時変化を考慮する必要があり，方位誤差に対する寄与も大きいので，実際の探査に際しては，各探査地域ごとにコンペンセータ調整を行っている．その結果，各探査地域での最初のテスト飛行において，スティンガー・バードの同時測定による両測定値の差が±1ガンマ程度以下であることが確認されている．一方，一部の地域の探査データの処理過程で，探査飛行時に数ガンマの方位誤差が存在していたことが示唆された．これは主測線と交叉測線との交点において双方の磁力値（日変化等補正後）に系統的な差があることによるもので，さらにそれが飛行ごとに変化していると見られる事例もある．この現象は，機体の位置決定誤差の問題[1]や日変化磁場の地域性の問題[2]と複雑にからみ合っており，単純に方位誤差の問題に帰せられるものではないが，一つの問題点を提起したものといえよう．

探査地域全体にわたって交点磁力値の系統差が存在することは，機体磁気補償の不完全さを物語るものであり，バードによる測定値を絶対視した調整方法に問題があると考えられる（現在，バードは約150フィートのケーブルで曳航されており，必ずしも機体磁気の影響を完全に免れているとは断言できない）．このことはまた，バード方式で行われた探査で交点磁力値の系統差が見られた事例によっても裏づけられており，さらに，地上の機体周辺での機体磁気測定の結果も，測定条件の劣悪さから精度的に疑問が大きく特に言及しなかったが，機体磁気の影響がバードの位置まで及んでいることを支持しているように思われる．バード測定を基準とした調整方法は，機体磁気補償の当初の目標から派生しており，その限りにおいて有効であったが，より正確な機体磁気補償のためには，絶対的な方位誤差測定に基づく調整方法が考えられねばならない．

一方，交点磁力値の系統差が飛行ごとに変化する問題は，機体磁気の経時的変動を想起させる．これは，主として時間的制約から飛行ごとの方位誤差確認がなされていないために，未解決のままになっており，方位誤差測定の頻度を高めることが望まれる．しかし，この事例は機体の位置決定に使用したロランCの受信条件が比較的悪かった地域での結果であることを考えるならば，位置決定の系統誤差が反映し，気象条件等の変化による飛行ごとの変化として現れた可能性も充分あるといわねばなるまい．いずれにしても，その原因を明らかにするためにも，方位誤差測定の頻度を高め機体磁気補償の安定性を検討することが必要であろう．

5. ま と め

以上に述べた空中磁気探査機のスティンガーに対する機体磁気補償の研究の結果は，次のようにまとめられる．なお，本研究の対象となった探査機は，YS-11 型 JA-8612 機である．

(1) スティンガー・バード比較測定の結果，無補償状態で約50ガンマ *p-p* の方位誤差があり，永久磁気成分をとり除いても15ガンマ *p-p* 程度の誘導磁気成分の方位誤差があることがわかった．

(2) 永久磁気成分補償用に三軸コイルコンペンセータを，誘導磁気成分補償用にパーマロイ片を用いて調整を行った結果，バードによる測定に相対的な平均レベルで

1) 飛行方向・気象条件その他によって，電波測量による位置決定に系統的な誤差を生じると，これをもとに決めた主測線・交叉測線の交点では，必然的に両磁力値の系統的な差を生ずる．

2) 空中磁気探査では，一般に磁場の日変化等の経時変化は探査地域内では不変と考えて，これを定点観測でモニタし，空中での測定値に経時変化分の補正を行っている．しかしこの経時変化は，探査地域内全域で完全に同じである保証はなく，変化形態の異なる部分では，飛行時間帯のちがいに対応して，交点磁力値の差を生ずる．

の方位誤差は，±0.5ガンマ程度におさえられた．

(3) 永久磁気・誘導磁気以外の機体磁気の影響は，通常高々1ガンマでほとんど問題にならない．また，磁場の伏角変化に対応した方位誤差変化を最小にするようなコンペンセータの再調整により，機体のゆれに対して安定な機体磁気補償が期待できる．

(4) バードによる測定値自体も機体磁気の影響をうけている可能性があり，より高精度の機体磁気補償を行うためには絶対的な方位誤差測定が必要である．

(5) 機体磁気の補償状態の安定性を検討するため，方位誤差測定の頻度を高めることが望まれる．

謝　辞

本研究を行うにあたっては，物理探査部中井順二課長・地殻熱部馬場健三課長をはじめ，物理探査部の斉藤友三郎・堀川義夫・渡辺史郎・津宏治各技官および石油開発公団の小川克郎氏（もと物理探査部）から御援助と御協力を戴いた．ここに，心から謝意を表する．

また野外実験に際しては，鹿屋の海上自衛隊第1航空群および八戸の海上自衛隊第2航空群から多大の御援助を戴き，市川元二機長をはじめとする日本航空機輸送株式会社の方々，日本飛行機株式会社の大石英俊・丸下八宏両氏からも御協力を戴いた．末筆ながら，ここに記して感謝の意を表する次第である．

（受付：1976年2月13日；受理：1976年7月1日）

552.26:552.52:551.76

岩石の平均化学成分とその図示

5. 中生代，四万十・和泉・田老・日高地向斜の泥岩

小野 千恵子*

Average Chemical Compositions of Rocks and Their Graphic Representation

5. Mudstone of Mesozoic Geosynclines in Japan

Chieko Ono

Abstract

Seventy-six chemical analysis data of mudstones in the Mesozoic geosynclinal deposits in Japan have been compiled.

The geosynclines under consideration are the Shimanto belt of Cretaceous to early Neogene age, the Izumi belt of late Cretaceous, the Taro belt of late Jurassic to early Cretaceous and the Hidaka belt of Permian to early Cretaceous. The mudstones of the first three belts have lower contents of Na_2O as compared with K_2O, while those from the last belt are characteristically rich in Na_2O and their Na_2O/K_2O ratio is larger than unity.

要 旨

中生代の四万十・和泉・田老・日高各地向斜泥岩の主要化学成分に関して，次の事実が明らかになった．

1) 四万十地向斜泥岩の成分を基準にしてみると，和泉・田老両地向斜泥岩の成分は，四万十帯のものよりは K_2O が多く，Na_2O が少ない．

2) 日高地向斜泥岩の成分は，$Na_2O > K_2O$ であって，泥岩としては異常な傾向を示している．

3) 主として古生層からなる本州地向斜の泥岩と比較すると，四万十地向斜泥岩は北部北上帯のものに最もよく類似しているように思われる．

1. はじめに

前回の報文（小野，1976）で，後期古生代を中心とする本州地向斜の泥岩についてその化学成分上の特徴を考察した．ひきつづいて今回は，中生代の泥岩を対象とする．中生層には，本州地向斜の多くの場合と同様に，地向斜として広域的に分布する堆積相と，比較的局所的な堆積盆における陸成・ひん海成-浅海成層とがある．前者としては四万十帯・和泉帯・田老帯・日高帯（一部古生代）のものが代表で，今回扱かったものはこれらの地向斜の泥岩である．資料のない蝦夷地向斜を省いた．

それら泥岩の分析値として数10個以上が公表されている．試料数が少ないので，これによって詳しい議論をすることはできないけれども，いくつかの特徴が推察される．

この論文の地質については吉田 尚技官の教示によるものであり，分析値の取りあつかいに関しては片田正人技官に負うところが多い．また，石原舜三技官・湯浅真人技官からは，四万十帯・和泉帯泥岩の未公表資料をいただいた．コンピューター操作に関しては丹治耕吉技官の協力を得ることができた．ここに上記の方々に深く謝意を表する．

2. データソースおよび試料採取地点

四万十・和泉・田老・日高各地向斜の泥岩の分析値のデータソースを第1表に，また分析試料採取地点を第1図に示す．

各地向斜の地質学的概要は市川ほか（1970），Yoshida（1975）などによれば以下の通りである．

四万十地向斜：西南日本外帯で，本州地向斜秩父帯の南方，すなわち仏像構造線から南に分布する．砂岩・泥岩を主とし，苦鉄質火山岩類・チャート・石灰岩レンズを部分的にはさむ．関東山地から沖縄まで約 2,000 km

* 地 質 部

第 1 表 分析値のデータソース

List of data source.

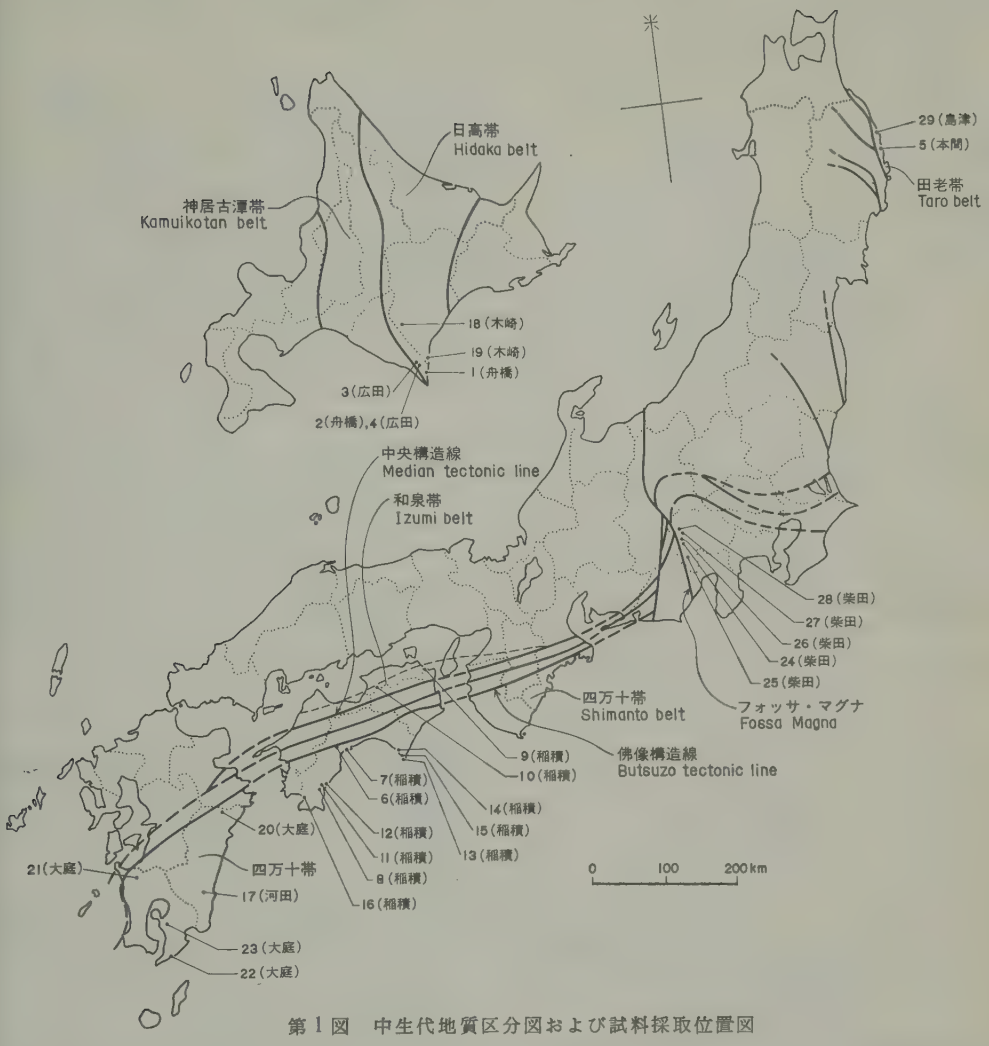
第 1 図の番号	著者	年号	頁	表の番号	分析値の番号	地質区	備考
1	舟橋三男・他	1956	p. 468	第 1 表	(1), (2)	日高帯	
2		〃	〃	〃	(5)	〃	
3	広田正一	1963	86	2	A, B	〃	
4		〃	〃	〃	D	〃	
5	本間弘次	1962	12	2	V, VI, VII	田老帯	
6	稲積章生	1971	329	3	25	田万十帯	
7		〃	〃	〃	26-28	〃	
8		〃	〃	〃	29	〃	
9		〃	〃	〃	30, 32, 33	和泉帯	
10		〃	〃	〃	31	〃	
11		〃	〃	〃	34	四万十帯	
12		〃	〃	〃	35	〃	
13		〃	〃	〃	36-38	〃	
14		〃	〃	〃	39	〃	
15		〃	〃	〃	40-44	〃	
16		〃	〃	〃	45	〃	
17	河田学夫	1962	173		335, 336	〃	
18	木崎甲子郎	1953	210	1	2	日高帯	
19		〃	〃	〃	3	〃	
20	大庭昇	1961	125	3	8	四万十帯	
21	Oba, N.	1962	260	1	1	〃	
22		〃	〃	〃	2	〃	
23		〃	〃	〃	3	〃	
24	柴田秀賢・他	1965	68	1		〃	
25		〃	〃	〃		〃	
26		〃	〃	〃		〃	
27		〃	70	3		〃	
28		〃	〃	〃		〃	
29	Shimazu, M.	1962	178	3	1-4	田老帯	

の長さで帯状に分布する．地質時代は，白亜紀初期から中新世初期に及ぶが，その下限は不明である．

和泉地向斜：西南日本の中央構造線北側に分布する．砂岩・頁岩・礫岩の互層からなり，珪長質凝灰岩をはさむ，白亜紀後期の厚い堆積物である．九州の大野川層とか，関東山地の跡倉層もこれにふくめてみると，断続するけれども領家帯と三波川帯との境界部に生じた狭長な沈降帯の堆積物である．

田老地向斜：加納（1958）の北上外縁帯は 2 分して，本州地向斜岩泉帯とこの田老地向斜とに分けられる（島津ほか，1970）．両者は田老構造線により境される．田老地向斜は陸中層群から構成され，砂岩・泥質岩・チャートおよび多量の石英安山岩・安山岩類からなる．白亜紀初期の植物化石群を産し，下部はジュラ紀後期に及ぶとされ（杉本，1974），アプト世晩期の宮古層群に傾斜不整合でおおわれる．

日高地向斜：北海道中軸部の脊梁山地および北見・網走地方にかけて，長さ 300 km 以上，幅 150 km 以上にわたって分布し，サハリンにも延長する．これを構成する地層（日高累層群）は，下部はおもに砂岩・泥岩からなり，チャート・苦鉄質火山岩類・石灰岩をともなう．上部は苦鉄質火山岩類・チャート・砂岩・泥岩からなり，石灰岩をはさむ．それらは変成作用をうけて日高変成岩・神居古潭変成岩が形成されている．日高変成岩およびその原岩の分布する地帯を日高帯（狭義）あるいは日高変成帯，神居古潭変成岩およびその原岩の分布する地帯を神居古潭帯あるいは神居古潭変成帯とよぶこともある（第 1 図）．



第1図　中生代地質区分図および試料採取位置図

Geotectonic division of the Mesozoic in Japan and localities of samples analysed.

地質時代はこれまで三畳紀から白亜紀初期に及ぶとされていたが最近，二畳紀後期のフズリナが発見され（Hashimoto et al., 1976），一部古生代に属することがわかった．

3. 平均化学成分

分析値は，本州地向斜泥岩の分析値を集録した際と同様の基準をもうけて選択した（小野，1976）．

それらの平均化学成分を第2表[1]に，各分析値の Na_2O-K_2O 図を第2図（a-d）に示した．

これによってそれらの泥岩を各々比較すると，つぎの

1) 石原舜三および湯浅真人の未公表資料を含む．ただし図にはプロットしてない．

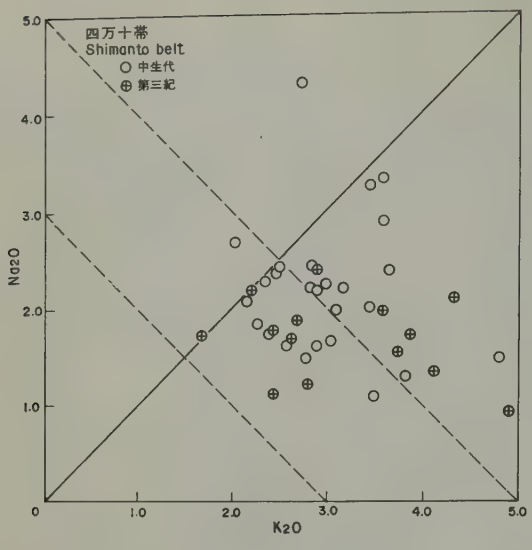
第2表　中生代地向斜の泥岩の平均化学成分

Average chemical compositions of mudstones in Mesozoic geosynclines in Japan.

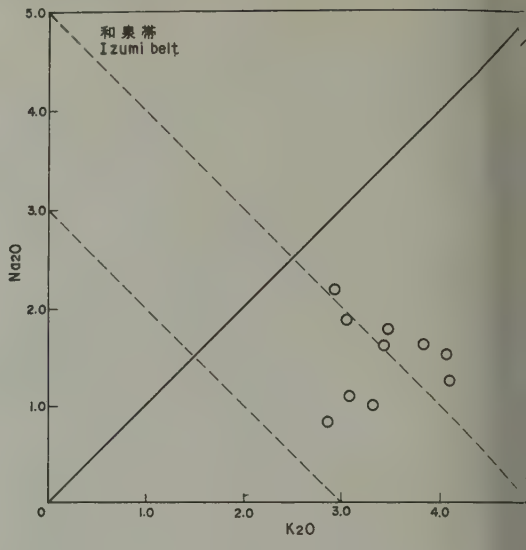
	四万十帯 Shimanto belt	和泉帯 Izumi belt	田老帯 Taro belt	日高帯 Hidaka belt
SiO_2	65.59(51)	67.39(10)	67.15(7)	64.36(8)
TiO_2	0.58(51)	0.40(10)	1.00(7)	0.57(8)
Al_2O_3	16.55(51)	16.15(10)	17.33(7)	15.42(8)
Fe_2O_3	1.79(51)	1.58(10)	1.30(7)	1.72(8)
FeO	2.90(51)	1.42(10)	2.17(7)	4.48(8)
MnO	0.09(51)	0.03(10)	0.04(7)	0.46(8)
MgO	1.88(51)	1.07(10)	1.65(7)	2.79(8)
CaO	0.67(51)	0.91(10)	0.75(7)	2.71(8)
Na_2O	2.09(51)	1.48(10)	1.38(7)	2.99(8)
K_2O	3.13(51)	3.41(10)	3.73(7)	1.90(8)
P_2O_5	0.09(49)	0.07(10)	0.15(7)	0.23(3)

カッコ内の数字は分析数

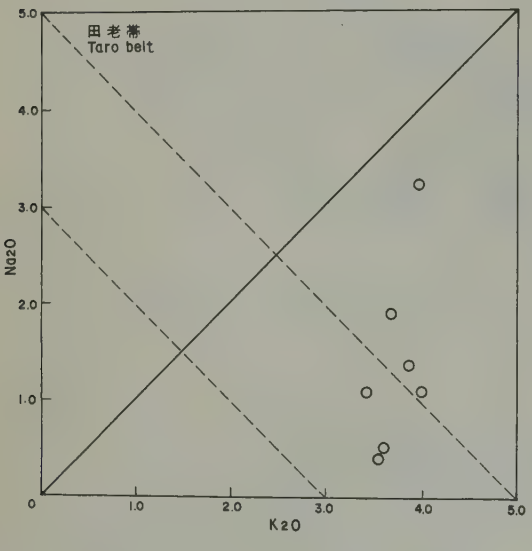
Figures in parentheses are numbers of analyses.



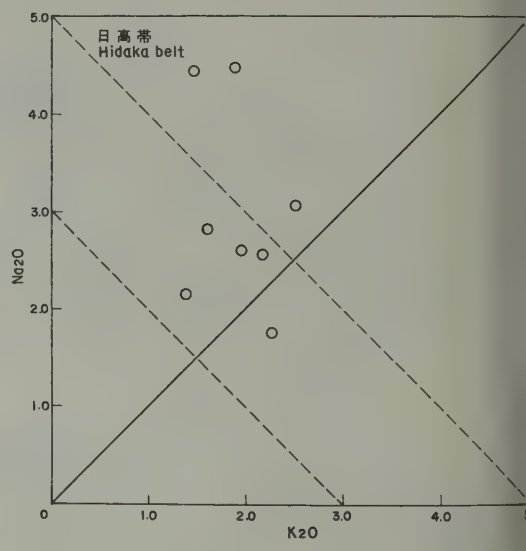
(a)



(b)



(c)



(d)

第 2 図 (a-d) 4 地質区の泥岩に関する Na_2O–K_2O 図
Na_2O–K_2O diagrams for mudstones in four geosynclinal belts.

ようになる.

1) 四万十地向斜の泥岩は, 本州地向斜として広く分布する美濃帯・三郡帯のものよりも, K_2O が若干少なく Na_2O/K_2O 比が大きい. この点は北部北上帯に類似する. すぐ北方に隣接する本州地向斜秩父帯の泥岩よりは $Na_2O + K_2O$ が少なく, Na_2O/K_2O 比が小さい.

なお上記のように四万十帯のおよそ半分の地域は白亜紀であるが, 残りの地域は第三紀の地層が分布する. 第三紀と判明している地層については第 2 図-aで白亜紀とは異なった記号でプロットしてある. これによると, 第三紀層は白亜紀層より Na_2O が比較的少ないフィールドにプロットされている.

2) 和泉地向斜の泥質岩は, データ数が少ないきらいがあるが, 現在得られるデータに関する限りでは四万十地向斜より Na_2O に乏しく, K_2O が多い. また Fe_2O_3+FeO も少ない.

3) 田老地向斜のものは，和泉地向斜に似ている．そ西方に隣接する本州地向斜岩泉帯に比較して Na_2O がや乏しい．

4) 日高地向斜のものは，分析試料地点が狭義の日高，つまり日高変成岩地帯に限られている点に問題はあが，上記3地向斜に比較して，大きく異なった性質を持ことがうかがわれる．すなわち，Fe_2O_3+FeO, MgO, a_2O に富み K_2Oに乏しい．とくにアルカリが特徴的で $a_2O > K_2O$ の試料が多い．この点は多くの泥岩，とく和泉・田老地向斜の泥岩とは対照的で，きわめて特異な点である．

文　献

舟橋三男・橋本誠二・浅井　宏・猪木幸男・外崎与之・木崎甲子郎・広田正一・春日井　昭（1956）　日高帯南端部の変成岩類について　第2部　岩質と化学組成について．地質雑，vol. 62, p. 464-471.

Hashimoto, W., Koike, T. and Hasegawa, T. (1975) First confirmation of the Permian System in the central part of Hokkaido. *Proc. Japan Acad.*, vol. 51, p. 34–37.

広田正一（1963）　日高変成帯南部の幌満川流域における花崗岩化作用——第1部　岩石の記載とくに化学成分について——．地質雑，vol. 69, p. 82-98.

本間弘次（1962）　田老・中里産菫青石岩の成因について—その1　概説．地質雑，vol. 68, p. 1-16.

————（1963）　岩泉町付近の含ざくろ石熱変成岩について．地球科学，no. 68, p. 1-8.

市川浩一郎・藤田至則・島津光夫（1970）　「日本列島」地質構造発達史．232 p., 築地書館.

稲積章生（1971）　四国地方頁岩および粘板岩の化学組成．日本化学雑誌，vol. 92, p. 326-330.

加納　博（1958）　本州外側地向斜における白亜紀キースラーガー鉱床区の展望——北上外縁帯と四万十帯．鉱山地質，vol. 8, p. 319-327.

河田学夫（1962）　地質調査所化学分析成果表 I（岩石・鉱物　1954-1960）．地質調報，no. 195, 176p.

木崎甲子郎（1953）　日高帯札内川上流の変成岩およびミグマタイト類について（第1報）．地質雑，vol. 59, p. 203-215.

大庭　昇（1961）　大崩山花崗岩における汚染影響．岩鉱，vol. 46, p. 119-127.

Oba, N. (1962) Geological and petrochemical studies of the Kyushu Outer Zone granites—the heterogeneity and the contamination-effect. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 68, p. 255–268.

小野千恵子（1976）　岩石の平均化学成分とその図示　4. 本州（秩父）地向斜の泥岩．地質調月，vol. 27, p. 519-533.

柴田秀賢・小林福造（1965）　山梨県早川・釜無川流域の地質．地質雑，vol. 71, p. 66-75.

Shimazu, M. (1962) Petrological study of the thermally metamorphosed rocks surrounding the Tanohata granitic mass, northern Kitakami Mountainland, Northeastern Japan (I). *Jour. Japan. Assoc. Min. Petr. Econ. Geol.*, vol. 48, p. 167–190.

島津光夫・田中啓策・吉田　尚（1970）　田老地域の地質．54p., 地域地質研究報告（5万分の1地質図幅），地質調査所.

杉本幹博（1974）　北上山地外縁地向斜地域の層位学的研究．東北大理学部地質古生物研究邦文報告，no. 74, p. 1-48.

Yoshida, T. (ed. 1975) *An outline of the geology of Japan*. 61p., Geol. Surv. Japan.

（受付：1976年3月5日；受理：1976年8月6日）

543.842:551.313 (521.62)

伊勢湾南部と三河湾の海底堆積物の化学成分

——主として微量元素の分布——

西村 富子*

Chemical Components of Marine Sediments in the Mikawa Bay and the Southern Area of the Ise Bay

——Distribution of minor elements——

Tomiko Nishimura

Abstract

Some of major and minor elements in marine sediments in the Mikawa bay and the southern area of the Ise bay were analyzed, together with clay minerals. Furthermore, the sea water from the same localities has been determined for pH, concentration of chloride ion and saturation degree of dissolved oxygen. The obtained data were discussed, with special reference to the distribution of minor elements in bottom sediments.

The results are summarized as follows:

1) The grain size distribution of the sediments is controlled by submarine topography and currents, that is, the marine sediments in the Mikawa bay are clayey and those in the southern area of the Ise bay are sandy.
2) The clay minerals in the sediments consist mainly of montmorillonite, chlorite, illite and kaoline group minerals.
3) The abundance of minor elements in the sediments correlate with the clay contents. Therefore, the Mikawa bay's sediments have high content of the minor elements and those in the southern area of the Ise bay have relatively low content.
4) Nickel is enriched in some sediments of the Atsumi bay. This could be caused by inflow of detrital materials of the ultrabasic rocks which occupy the upper stream of the River Toyokawa.
5) There is a positive correlation among heavy metals and organic carbon contents in the sediments, but there is a negative correlation between organic carbon contents in the sediments and saturation degree of dissolved oxygen in the sea water.

要　旨

伊勢湾南部および三河湾の海底堆積物について主成分，微量元素，有機炭素の定量およびX線回折による構成鉱物の同定などを行った結果，2，3の知見が得られたので報告する．

海底堆積物の主成分（SiO_2，Al_2O_3，Fe_2O_3）含有量は，砂質を主体とする伊勢湾と粘土質を主体とする三河湾では差異がみられ，前者は SiO_2 が多く Al_2O_3，Fe_2O_3 が少ない．後者は SiO_2 が少なく，Al_2O_3，Fe_2O_3 が多い．その量的関係は粒度組成と一致する．微量元素含有量は全般的には伊勢湾で少なく，三河湾で多い．また，その含有量は各湾の堆積物中の粘土含有量と正の相関関係がみられる．

これらの事実から海底堆積物中の微量元素の多くは粘土鉱物，有機物あるいは鉄の水酸化物に吸着されているものと思われる．

1. 緒　言

1970・1971両年に，伊勢湾とその周辺地域の重力探査が，総理府中部圏開発整備本部，地質調査所，社団法人

* 技術部

中部開発センターの３機関の共同事業として２年計画で行われた（中条・須田，1971；1972）．

1971年度の調査においては，(1)伊勢湾南部，(2)伊勢湾湾口部，(3)三河湾（渥美湾と知多湾）の海域について重力測定と併行して，海底堆積物の採取および採水が行われ，観測船上で海底堆積物の肉眼による観察が名古屋出張所高田康秀技官らにより，水質分析の一部が著者により行われた．堆積物は著者が当所に持ち帰り，粒度組成と関連させて主成分（SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, Ig. loss），微量成分（Cu, Ni, Pb, Zn, Mn）の化学分析，有機炭素の定量および一部試料についてX線回折による構成鉱物の同定を行った．これらの結果を基に，微量元素の分布について若干の考察を加えた．ここにその概要を報告する．

本研究を行うに当たり，海洋地質部水野篤行技官から種々御教示をいただき，また本稿についても御意見をいただいた．名古屋出張所高田康秀技官には海水試料の分析をしていただくとともに数々の有益な御助言をいただき，また本稿についても御意見をいただいた．地殻熱部金原啓司技官には粘土鉱物の同定に際して御指導をいただいた．ここに厚く御礼申し上げる．

2. 海底地形および周辺の地質

中条・須田（1972），岩淵（1969），高田ら（1971）によると本調査地域の海底地形および周辺の地質の概略はつぎのとおりである．

2.1 海 底 地 形

伊勢湾は平均深度−20～−30mで海釜が２つある．海釜の深さはおよそ−60m前後で，潮の流れが激しい場所である．伊良湖沖では−100m 以上の北北西方向の海溝がある．伊勢湾の海底堆積物の粒度は，肉眼観察で，細粒砂以上の粗い組成のものが多く，大部分は砂地で粘土質分は潮の流れに洗われている．

それに比べ中山水道から豊橋にいたる渥美湾は，相対的に広い沖積平野をもつ豊川，矢作川流域の影響から堆積物の大部分は粘土質地域であり，湾内には小さな島や，沖の瀬，立馬岬沖の砂州など浅瀬もみられる．湾央部は概して平坦で東から西へと徐々に水深を増し，最大で約−20mに達している．

佐久島の南，測点289および290では−20～−30mと他に比べ深い．また知多半島の野間から師崎にかけても−38mと周辺に比べ深い地域がある．これは昭和20年１月に起った三河地震による地盤変動によって生じた海底のずれではないかとされ，中条・須田（1972）はこれを内海断層と呼んでいる．

知多湾は碧南市から渥美湾にかけてやや細長い湾で，湾奥に境川が流れ，渥美湾に注ぐ河口の性格をもつ湾である．深さは渥美湾より浅く，−15m以浅で北部から南部に向けて徐々に深くなっている．また粒度組成としては粘土質分が多い．

2.2 周辺の地質

伊勢湾周辺

秩父帯古生層と，これを貫く花崗岩類が海陸各々の基盤であり，伊勢湾南部を東西に切り，渥美半島先端を斜めに切って豊橋方面に延びる中央構造線の北側に，領家式片麻岩および斑糲岩等を含む花崗岩質岩類が分布している．三河湾北側陸地は石英雲母質片岩を主とする領家変成岩類が占める．中央構造線の南側では，中央構造線に沿って三波川変成岩類およびチャートを主とする古生層，これらを貫く塩基性貫入岩である橄欖岩が分布する．

伊勢湾・三河湾を含めて総括的に見れば，地理的に海域は中央構造線に沿った島嶼と，渥美半島とによって外洋部と区分される．

知多半島と三河平野

知多半島先端部および三河湾内の日間賀島，佐久島には一志層群相当層が分布する．半島中央部より北方基部を経て濃尾平野東部に広く奄芸層群相当の常滑層群が分布する．濃尾平野の東部より三河平野にわたる範囲は知多半島基部より，猿投山地につながる奄芸層群相当層の矢田川累層で形成する丘陵群が配列していて，西側の濃尾平野，東側の三河平野への分水嶺的役割りを果している．

知多半島西側・野間付近では，砂丘および風成による２次堆積の砂層が沿岸山地の上部地域まで発達している．

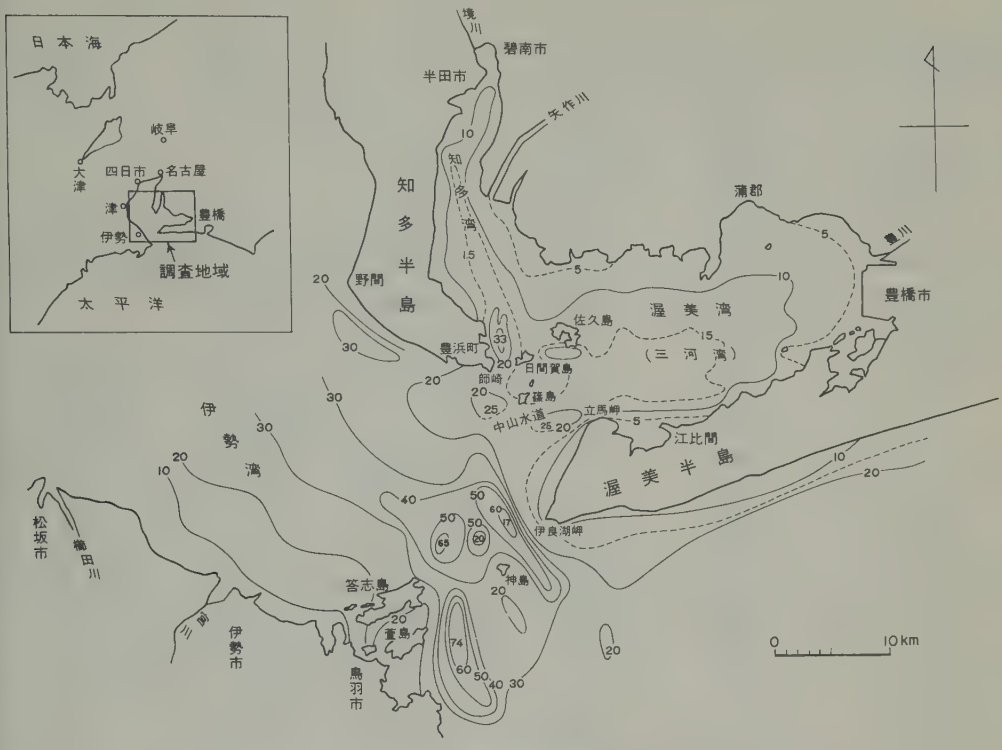
渥 美 半 島

渥美半島先端では基盤をおおって洪積層が厚く堆積しており，その上部には沿岸の砂丘が分布するほか，立馬岬付近では漂砂によって砂州を形成している．

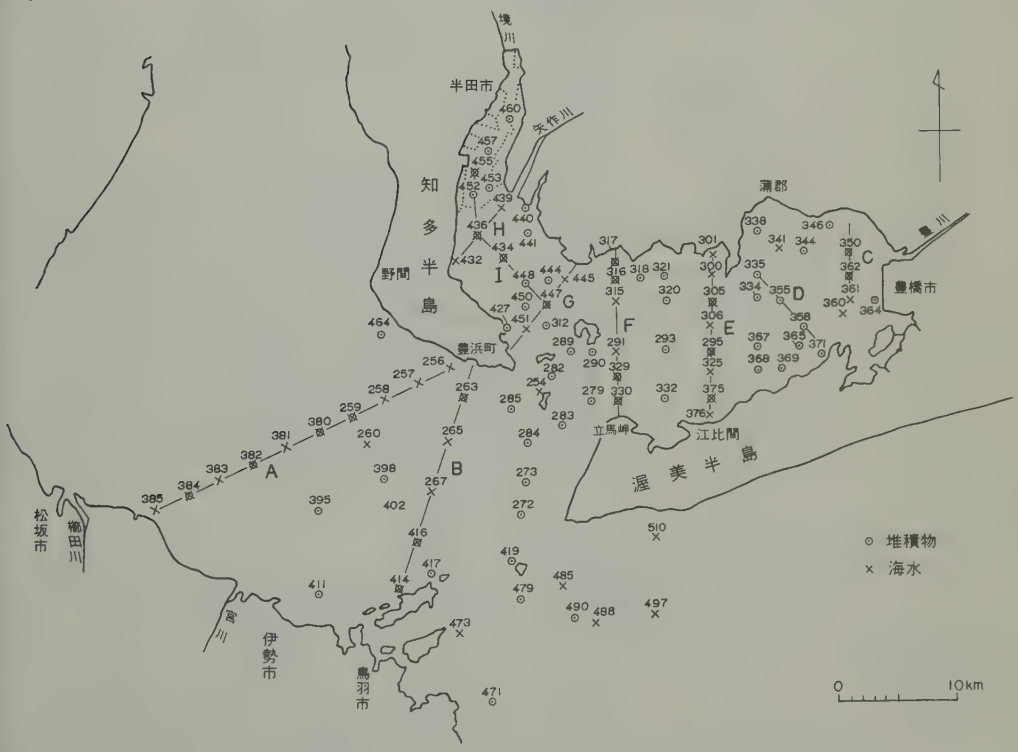
3. 試 料

海底堆積物，海水試料とも1971年７月—８月にかけて採取されたもので，第１図に調査地域位置図と深度，第２図に試料の採取位置を示した．

海水試料は北原式Ｂ号採水器を用い，伊勢湾においては２測線Ａ（10測点）およびＢ（５測点），三河湾においては７測線 C-I（４，４，８，６，３，３，４測点）計47測点で採取された．各測点では上部・中部・下部と深度別に３点，すなわち，上部は水面下１m，下部は海底面上数10 cm の位置，中部は上部と下部の中間地点でそれぞれ採



第1図　調査地域位置図と深度



第2図　試料採取位置図

取された.

海底堆積物試料はエクマン・バージ採泥器を用いて計270 試料が採取された. 化学分析用およびX線回折用の試料としては, その中から粒度, 潮流, 海底地形, 流入河川の影響などを考慮して, 伊勢湾から21試料, 渥美湾から33試料, 知多湾から17試料を選んだ. 採取した試料は, いずれもそのまま風乾した後, めのう乳鉢で粉砕し, 80メッシュ以下とし, さらに60℃の空気浴で 3-4 時間乾燥した後めのう乳鉢で微粉砕した.

なお, 試料番号は中条・須田 (1972) による重力測点番号と同一である.

4. 分析方法

4.1 海　水

pH : 船上で pH比色計を用いて行った.

Cl : モール法によって定量した.

溶存酸素 : 一般にはウインクラー法が多く用いられているが, 内湾の水や沿岸近くの汚水などの場合はこの方法では不適当なのでオーレの改良法を用いて定量した.

4.2 海底堆積物

主成分の定量

大森 (1963) の方法によって SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3 を定量した. すなわち, 試料 1 g を 1,000℃で 1 時間強熱後減量を求めたのち, 0.1 g をニッケルるつぼ (30m*l*) にはかり取り, 水酸化ナトリウムを加えて融解した. 冷却後温水にてプラスチック製ビーカーに融解物を溶解し, メスフラスコ (250 m*l*) に移し入れて定容とし, これを SiO_2 および Al_2O_3 分析用試料溶液とした.

SiO_2 : 試料溶液25 m*l* をメスフラスコ (100 m*l*) に正確に分取し, 硫酸 (1＋1) で中和後過剰に 5 m*l* 加え, モリブデン酸アンモニウム溶液を加えてけいモリブデン酸の黄色を発色させて定容としたのち, これを440 nm で吸光度を測定した.

Al_2O_3 : 試料溶液から25 m*l* を正確に分取し, 塩酸 (1＋1) と酢酸アンモニウム溶液で pH を 4-5 に調節し, Cu-PANを指示薬として煮沸しながらM/100EDTA標準溶液で滴定した.

Fe_2O_3 : 試料0.1 g をプラスチックびんにとり, フッ化水素酸 2 m*l* を加えて一夜放置し, ほう酸溶液 (飽和) を加えて50 m*l* とし, 塩酸ヒドロキシルアミン溶液を加えたのち, 0-フェナントロリン溶液を加えて発色させ, 510 nm で吸光度を測定した.

微量元素の定量

試料 1 g をビーカー (100 m*l*) にはかりとり王水 5 m*l* を加えて砂ざら上で加熱分解し, ほとんど乾固させたのち, 塩酸(1＋1) 5 m*l* を加えて可溶成分を溶かす. 次に試験管 (30 m*l*, 5 m*l* ごとの目盛りつき) へ蒸留水で20 m*l* にうすめよく混合したのち静置し, 上澄み液を日立 207 型原子吸光分析装置にかけ Cu, Ni, Pb, Zn, Mnの定量を行った.

有機炭素

柳本製 CHN コーダー500 S 型で全炭素を定量し, 別に炭酸塩炭素の定量をバリット水吸収法を用いて行い, この値を差引いて有機炭素量を求めた.

X線回折

試料 3 g をトールビーカー (200 m*l*) にとり, 水 200 m*l* を加えてかき混ぜて懸濁させ, 砂質堆積物については懸濁後30分, 粘土質堆積物については懸濁後 8 時間放置し, 上澄み液50-70 m*l* をとり, スポイトでその一部をガラス板に塗布し, X線回折用試料を作成した.

モンモリロナイトについては, 試料をエチレングリコール処理を行って確認した. カオリン鉱物と緑泥石との判定は, 懸濁した試料に塩酸を 1＋1 になるように加え, 水浴上で30分間加熱後, 遠心分離器で分離し, さらに 2, 3 回繰り返し洗浄後, X線回折を行い, この処理を行わないものとの比較によった.

5. 結　果

5.1 海水の pH, Cl, 溶存酸素

pH, Cl 溶存酸素の分析結果を第 1-1—1-3 表に示した.

pH

第1-1—1-3表に示したように各測線断面とも夏期の特徴である成層関係がみられ, 底層へ行くに従って pH 値は低くなる. 伊勢湾においては, 三重県側の底層部でやや低い値を示しているが, 大きな変化は見られない.

三河湾においては, 豊川河口に近い湾奥部の底層水が局部的ではあるが 7.4と低い値を示している. また渥美半島の江比間付近, 測点375および376では 6.6という低い値を示している. これは渥美半島にある中部電力渥美火力発電所の排水 (SO_4 イオンを多量に含む) の影響と推定される.

Cl

Cl 濃度については, 一般に表層水が 10,000-16,000 mg/*l*, 底層水は18,000 mg/*l* 前後の値を示し, 底層へ行くに従って多くなり, pH と同様, 夏期の成層関係を示す.

伊勢湾についてみると, 全般的には底層水の Cl 濃度の変化はなく, 表層水は, 愛知県豊浜町付近で測点 263 は15,660mg/*l*, 三重県鳥羽付近の測点414は11,550mg/*l*,

第1－1表　伊勢湾海水の分析値

No.	Depth (m)	pH*	Cl^- mg/l	O_2 ppm	Sat.deg.O_2%
385	1.0	8.8	8,560	13.30	172.28
	3.6	8.4	11,730	8.79	122.70
384	1.0	9.2	7,530	12.65	151.95
	3.1	8.6	13,520	9.52	123.32
	7.3	7.2	17,370	7.79	69.02
383	1.0	9.2	7,360	9.75	129.86
	11.3	8.2	14,380	6.26	81.85
	23.6	8.0	17,970	2.86	36.76
382	1.0	6.4	9,670	9.12	124.52
	11.5	7.4	16,260	7.39	98.59
	24.3	8.4	15,920	6.63	84.02
381	1.0	8.4	11,810	12.27	169.10
	14.2	8.0	16,260	6.29	82.95
	29.5	8.4	18,570	3.64	47.11
380	1.0	8.8	12,150	9.80	135.51
	16.0	8.0	15,580	7.04	92.07
	33.0	8.6	18,570	5.93	44.65
259	1.0	8.6	15,350	8.79	120.81
	16.5	8.4	16,900	7.07	93.90
	34.0	8.3	18,840	6.52	84.59
258	1.0	8.8	15,180	10.33	137.37
	12.0	8.4	18,380	7.23	95.72
	25.0	8.4	17,210	7.63	94.22
257	1.0	8.6	16,520	7.27	99.10
	11.5	8.4	18,500	7.59	102.08
	24.0	8.4	17,900	5.62	73.57
256	1.0	8.6	17,030	9.46	130.66
	32.0	8.4	18,550	6.89	95.43
260	1.0	8.8	15,310	9.33	128.23
	16.5	8.4	18,670	6.77	86.51
	34.0	8.3	18,580	6.90	91.57
263	1.0	8.8	15,660	9.69	133.62
	7.5	8.4	18,570	6.89	89.07
	16.0	8.2	18,580	7.07	95.09
265	1.0	8.7	16,000	9.57	130.74
	11.5	8.4	18,240	6.90	88.89
	23.0	8.5	18,580	7.56	106.18
267	1.0	8.6	16,540	9.62	128.61
	15.0	8.2	18,240	4.37	55.58
	31.0	8.5	18,430	6.97	92.39
416	1.0	9.0	10,960	10.35	147.43
	13.7	8.8	14,410	7.29	100.69
	28.4	8.2	17,890	4.03	52.76
414	1.0	8.8	11,550	10.62	147.91
	10.5	8.4	15,320	7.76	106.65
	22.0	8.4	18,490	4.54	60.25
254	1.0	8.6	16,860	7.20	97.51
	8.0	8.4	18,410	—	—
473	1.0	8.4	16,640	7.14	110.32
	22.5	8.2	17,370	5.68	84.67
	46.0	8.6	18,320	8.36	115.53
485	1.0	8.8	15,600	6.53	93.93
	27.0	8.2	16,300	6.76	92.65
	55.0	—	—	—	—
488	1.0	8.8	15,780	4.37	64.87
	9.5	8.6	17,030	6.80	95.24
	20.0	—	—	—	—
497	1.0	8.2	17,820	7.84	119.22
	11.0	8.6	17,970	8.00	118.34
	23.0	8.6	18,230	6.07	84.97
510	1.0	8.6	18,010	6.82	103.96
	8.5	8.2	18,320	8.53	126.63
	18.0	8.4	18,490	7.39	105.27

* no correction for salt error　高田康秀技官分析

第 1 - 2 表 渥美湾海水の分析値

No.	Depth (m)	pH*	Cl^- mg/l	O_2 ppm	Sat.deg.O_2%
350	1.0	8.9	11,700	8.33	116.28
	3.0	7.8	17,290	2.71	38.08
	7.0	7.8	17,890	0.73	9.91
362	1.0	8.8	13,940	11.46	163.99
	4.2	7.2	18,070	3.86	51.67
	9.4	7.4	18,070	0.86	11.51
361	1.0	8.8	14,370	11.30	162.64
	4.2	8.0	17,550	5.04	67.42
	9.4	8.0	17,890	1.09	14.65
360	1.0	8.4	11,530	10.79	148.21
	3.6	8.6	17,210	7.46	103.27
	8.2	7.4	17,980	1.54	21.21
346	1.0	9.0	8,600	10.20	137.61
	5.0	8.4	15,520	1.56	21.19
341	1.0	8.8	14,110	10.29	147.59
	3.5	8.2	17,720	2.74	38.14
	8.1	8.2	17,890	4.49	60.36
338	1.0	8.8	12,560	11.23	155.97
	2.6	7.8	17,890	6.27	89.98
	6.3	7.8	17,340	0.24	3.20
335	1.0	8.8	14,370	10.00	137.82
	4.8	8.8	14,970	11.46	154.70
	10.7	8.4	18,270	2.10	27.05
355	1.0	8.8	14,280	12.77	186.04
	5.1	8.2	18,240	5.53	78.51
	11.2	8.0	18,410	0.86	11.55
358	1.0	8.8	14,450	10.93	155.08
	5.2	8.6	17,690	8.62	115.59
	11.4	8.2	17,890	1.63	21.34
371	1.0	8.6	16,690	8.77	124.15
	5.8	8.4	17,640	6.67	89.29
	12.6	8.0	18,030	2.46	33.88
301	1.0	8.8	14,830	7.69	105.11
	2.0	8.0	17,460	6.43	89.21
	5.0	8.2	17,640	2.37	32.06
300	1.0	8.8	14,200	10.85	153.60
	3.7	8.2	17,810	2.03	27.26
	8.5	8.2	18,170	3.20	42.83
305	1.0	8.8	15,140	7.30	101.50
	6.0	8.2	17,930	3.94	49.63
	13.0	8.3	18,200	2.33	31.22
306	1.0	7.4	14,110	8.76	120.46
	7.0	8.8	15,240	7.02	89.06
	15.0	8.0	18,100	5.96	82.18
295	1.0	8.8	14,380	8.72	118.54
	8.0	8.8	15,620	7.86	102.80
	17.0	8.4	18,410	3.77	49.97
325	1.0	8.8	15,570	9.23	132.61
	7.5	8.4	18,150	7.03	92.85
	16.0	8.6	17,720	4.99	67.58
375	1.0	8.0	16,170	9.59	123.07
	7.3	7.0	17,720	7.42	100.49
	15.6	6.6	18,950	4.29	64.14
376	1.0	6.6	16,260	9.70	142.73
	1.8	6.2	17,080	9.77	138.94
	4.6	6.6	17,460	9.52	128.65
317	1.0	8.4	13,160	6.67	90.72
	3.2	8.8	15,740	7.60	105.91

No.	Depth (m)	pH*	Cl^- mg/l	O_2 ppm	Sat. deg. O_2%
316	1.0	8.6	13,510	8.02	115.03
	4.2	8.6	17,550	6.27	88.31
	9.4	8.4	18,150	3.31	133.72
315	1.0	8.6	14,590	7.57	104.27
	5.6	8.6	17,890	5.56	77.10
	12.2	8.4	18,150	2.57	33.95
291	1.0	8.4	14,110	5.40	73.25
	6.5	8.4	17,890	5.41	72.64
	14.0	8.8	18,240	7.67	101.43
329	1.0	8.8	15,140	8.44	120.71
	8.7	8.4	18,030	5.66	74.67
	18.5	8.2	18,070	4.52	59.63
330	1.0	8.8	15,350	8.24	114.83
	8.7	8.4	18,100	9.46	132.27
	18.5	8.4	18,240	5.63	74.45

* no correction for salt error　高田康秀技官分析

第 1 - 3 表　知多湾海水の分析値

No.	Depth (m)	pH*	Cl^- mg/l	O_2 ppm	Sat.deg.O_2%
455	1.0	8.6	9,590	3.30	46.27
	8.0	8.2	10,440	4.37	60.13
	17.0	8.0	9,670	8.36	104.19
439	1.0	8.8	11,300	7.44	106.35
	3.2	8.6	12,320	6.34	89.09
	7.4	8.8	14,210	6.04	82.02
436	1.0	9.0	10,440	7.62	107.81
	5.9	8.6	12,070	7.56	106.00
	12.8	8.4	17,290	2.97	39.64
432	1.0	8.6	10,360	7.13	100.76
	2.4	8.8	10,440	7.69	108.80
	5.8	9.0	10,440	5.34	73.47
434	1.0	8.4	13,010	7.26	104.31
	7.7	8.4	13,010	7.69	110.49
	16.5	8.4	16,640	6.62	92.30
445	1.0	8.8	15,060	7.44	109.41
	7.4	8.8	15,060	7.99	115.80
447	1.0	8.0	15,580	7.56	111.97
	2.5	8.8	15,580	7.72	112.67
	6.0	8.7	15,580	7.46	107.31
451	1.0	8.2	15,060	6.86	92.70
	18.5	8.8	16,090	7.06	102.14
	38.0	8.0	14,410	5.52	79.45

* no correction for salt error　高田康秀技官分析

松阪市付近の測点385は 8,500 mg/l，と少ない値を示している．これは流入河川（櫛田川・宮川）により，Cl濃度がうすまったものと思われる．

渥美湾についての各測線断面における Cl 濃度は，伊勢湾と同様の傾向を示している．表層部においては，豊川の河口周辺で Cl 濃度が特に少なくなっている．

知多湾においては，湾入口より湾奥部に行くに従ってCl濃度は少なくなり，測点455では表層水が9,590 mg/l，底層水は9,670 mg/lとともに低い値を示している．これは矢作川，境川の影響により，Cl濃度がうすくなり，しかも，湾が狭く，すみやかな循環が行われないためと考えられる．

溶存酸素

伊勢湾における溶存酸素量は，pH, Cl と同様に成層関係を示している．これを溶存酸素飽和度[1]で表わすと，表層水で 100-170%を示し大部分が過飽和状態であり，

1) 測定した溶存酸素量 (ml/l) と，水温および塩素量から求めた理論飽和量 (ml/l) の比を百分率で表わしたもの．

底層水は 30-80%の不飽和状態になっている．特に湾央部より三重県側の底層水の溶存酸素飽和度は，30-60%と小さい値を示している．飛島・浮島・答志島の島々により，これらの測点付近の底層水の水塊は停滞的な性格をもっている．

三河湾についてみると，伊勢湾と同様，成層関係を示している．底層水における溶存酸素飽和度は，明らかに知多湾より渥美湾が全般的に非常に少ない値を示している．西から東に，すなわち，豊川河口に近づくに従って順次減少している．この原因として，河川より運ばれる排水による汚濁と湾奥部では底層水塊が停滞していることが考えられる．

一般に，河口周辺部で溶存酸素の減少がみられるが，これは，河川により運ばれた多量の懸濁物が堆積する際に，溶存酸素が消費されるためと推定される（山本，1959 a）．

上記の結果より海水の pH，Cl，溶存酸素について概括すると各測線断面とも夏期の特徴である成層関係を示し，底層に行くに従って pH は低くなり，Cl は多くなる．溶存酸素量も同様に成層関係を示し，表層水は過飽和状態で，底層水は不飽和になっている．また河川や島島によっての影響を受けやすく，地域によっては停滞的な性格をもっている．

5.2 海底堆積物の主成分

海底堆積物の主成分．SiO_2，Al_2O_3，Fe_2O_3の分析結果を第2-1—2-3表に示し，第 3 図に含有量を示した．

SiO_2

伊勢湾南部海底堆積物の SiO_2 含有量は 58-78%（平均70%）であり，全般に砂質地域であることがわかる．渥美湾・知多湾においてはそれぞれ 57-67%，59-78%（平均64%）である．この両地域は伊勢湾南部地域に比べやや粘土分が多く，粒度分析の結果（第 4 図参照）と一致する．

Al_2O_3

伊勢湾南部海底堆積物の Al_2O_3含有量は6-15%（平均12.8%），渥美湾13-19%（平均16.9%），知多湾14-18%（平均17.0%）で砂質地域では少なく，粘土質地域では多い傾向がみられる．

この Al_2O_3は，X線回折による構成鉱物の同定からアルミノけい酸塩，すなわち，モンモリロナイト，緑泥石，カオリン，イライトなどの形で存在するものである（第 3 表参照）．

Fe_2O_3

伊勢湾南部海底堆積物の Fe_2O_3の含有量は 0.5-5.4%

第 2 - 1 表 伊勢湾堆積物の分析値

No.	SiO_2 (%)	Al_2O_3 (%)	Fe_2O_3 (%)	Ig.loss (%)	Ni (ppm)	Cu (ppm)	Zn (ppm)	Pb (ppm)	Mn (ppm)	Org.C (%)
464	65	15.58	5.1	13.81	16	22	134	15	1,120	1.54
384					16	9	31	8	530	0.65
382	58	14.30	0.5	15.67	22	17	26	26	1,060	2.66
380					18	11	16	13	420	0.62
259	70	14.40	4.2	7.4	20	16	76	15	400	0.77
263					13	9	47	8	250	0.26
395					16	11	25	13	610	1.07
398	70	12.92	4.2	6.49	17	9	52	11	350	0.62
265	13				13	8	44	7	250	0.21
402					10	10	52	10	480	0.54
284	78	12.42	0.9	1.44	8	4	23	6	280	0.11
411	67	14.69	5.4	8.39	35	22	90	10	650	0.82
416					12	6	38	9	1,070	0.29
273					9	4	24	4	220	0.04
414	68	14.10	4.3	8.76	15	12	62	9	590	0.62
417					11	9	36	5	430	0.34
272					7	4	48	3	240	0.07
419					14	6	29	9	280	0.41
479	76	6.61	2.0	7.82	8	6	22	7	220	0.08
490					5	4	36	tr	310	0.03
471	75	10.45	2.2	5.54	4	6	32	—	300	0.21

第2-2表　渥美湾堆積物の分析値

No.	SiO_2 (%)	Al_2O_3 (%)	Fe_2O_3 (%)	Ig.loss (%)	Ni (ppm)	Cu (ppm)	Zn (ppm)	Pb (ppm)	Mn (ppm)	Org.C (%)
364					20	11	50	11	210	0.53
350	57	19.62	8.0	16.37	77	38	119	22	420	2.59
362					39	23	100	24	420	2.05
360					27	13	54	10	360	1.22
346					14	11	53	19	210	0.70
371	63	17.16	5.4	11.15	38	22	80	17	710	1.27
344					27	27	135	28	610	2.65
358					46	25	135	22	550	2.40
365					22	6	39	11	220	0.56
355					47	27	145	26	630	2.74
369					11	7	34	8	210	0.69
338					29	16	82	17	550	1.74
335	58	18.44	6.7	18.78	42	29	142	34	740	2.48
334					38	23	134	36	740	2.46
367					36	20	109	22	690	2.26
368					32	19	92	32	640	2.15
305					41	37	168	28	860	2.74
295	59	17.50	6.0	17.59	29	51	151	21	1,500	2.20
375					27	19	101	21	770	2.21
321	61	16.86	5.6	15.89	27	18	106	22	630	1.73
320					22	14	74	7	660	1.74
293					28	22	158	24	930	2.38
332	67	15.19	4.6	11.41	21	18	106	15	580	1.63
318					20	15	91	20	404	0.00
317					4	5	31	5	330	0.36
316					24	22	167	25	900	2.06
329					12	6	49	10	270	0.46
330					9	5	34	6	170	0.26
290	66	13.31	6.2	13.98	26	19	138	22	1,500	2.09
279					9	5	36	7	250	0.25
289					14	10	76	11	570	0.83
282					8	9	38	7	260	0.43
283					11	6	45	7	220	0.32

（平均3.2%），渥美湾4.6-8.6%（平均6.1%），知多湾1.1-5.7%（平均4.3%）で砂質では少ない値を，粘土質では多い値を示している．

以上の結果から海底堆積物の組成が粘土質であるか，砂質であるかを検討するため SiO_2，Al_2O_3，Fe_2O_3 を三角ダイヤグラム（第5図）に表わした．その結果，砂質地域，粘土質地域の関係が粒度分析の結果と良く一致していることがわかる．

5.3　海底堆積物中の微量元素

海底堆積物の微量元素 Ni, Cu, Pb, Zn, Mnの分析結果を第2-1—2-3表，またその分布を第6-a — 図にそれぞれ示した．

Ni

伊勢湾南部海底堆積物の Ni 含有量は4-35 ppm（平均13.8 ppm）の間に分布しているが，測点 411においては本地域最高の 35 ppm という値を示す．また Fe_2O_3，Al_2O_3 などの含有量も多い．これは宮川から運ばれる堆積物が地形の影響により，この地域に沈積するものと思われる．本測点以外には量的に大きな変化はみられない．

渥美湾の Ni 含有量は全般的に多い値（4-77 ppm）を示し，湾奥部では特に多い値を示している．

第 2 - 3 表 知多湾堆積物の分析値

No.	SiO_2 (%)	Al_2O_3 (%)	Fe_2O_3 (%)	Ig.loss (%)	Ni (ppm)	Cu (ppm)	Zn (ppm)	Pb (ppm)	Mn (ppm)	Org.C (%)
460					7	13	74	14	440	0.63
457	61	16.76	5.7	14.90	11	19	132	15	510	1.18
455					10	38	174	22	410	1.33
452					10	19	120	14	430	1.26
453					7	23	184	18	420	0.07
439	64	18.78	4.8	10.79	6	29	166	14	330	1.35
440					6	23	194	13	348	1.56
436					13	29	198	20	620	2.10
441					8	24	188	15	440	1.68
432					10	22	144	14	310	1.41
434	59	18.54	5.6	17.11	13	26	166	17	700	1.79
448					11	21	146	10	690	1.41
444	78	14.00	1.1	2.27	tr	4	24	tr	100	3.12
450					5	12	54	5	270	0.28
447					tr	1	10	tr	40	0.02
427					12	18	102	10	680	1.26
312					13	12	98	14	420	1.02

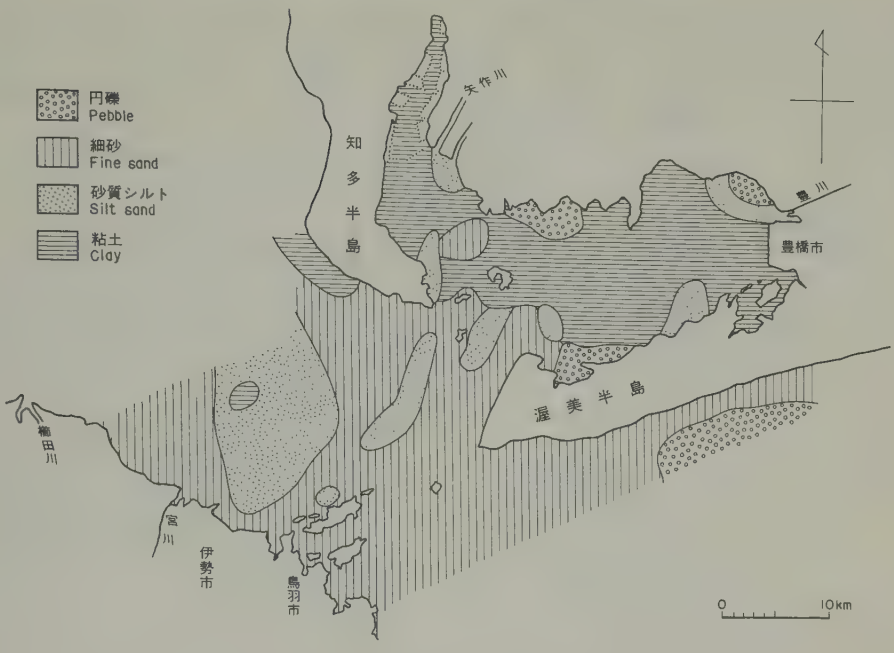
第3図 海 底 堆 積 物 の 主 成 分

知多湾における Ni 含有量は tr-13 ppm (平均 8 ppm) の間に分布しており，全般的に含有量は少なく，大きな変動はみられない．佐久島の北西部の砂州地域で特に少ない含有量を示している．

この湾における特徴は，豊川河口周辺で Ni 含有量が多く，河口より遠ざかるに従って少なくなっている．矢作川河口においてはこのような傾向はみられないので，豊川上流に分布する塩基性岩に起因するものと思われる．

Cu

伊勢湾南部海底堆積物の Cu 含有量は4-22 ppm (平均



第4図　粒度組成（肉眼観察による）分布図

第3表　堆積物中の粘土鉱物

No.		montmorillonite	chlorite	kaoline group minerals	illite
Ise bay	383	+	+	+	+++
	411		++	+	++
	464		+	+	++
Atsumi bay	290	±	++	++	++
	295	±	+	+	+
	334		+	+	+
	344	+	+++	++	++
	350	+	+	++	++
	365		++	++	++
	369		++	++	++
Chita bay	434		++	++	++
	439	+	+++	+	+
	455	+	++	++	++

.8 ppm), 渥美湾では5-50 ppm (平均18 ppm), 知多湾では4-38 ppm (平均19.6 ppm)の間に分布している．一般に海底堆積物が粗粒の地域で少ない値を示し，また湾口の潮の流れの速いところでも少ない値を示している．三河湾においては，湾央部の流れのおだやかな地域で Cu 含有量が多い．

Pb

伊勢湾南部海底堆積物の Pb 含有量は3-52 ppm(平均1.4 ppm) であるが，測点382 (26 ppm) および471 (52 ppm) で，特に多い値を示しているが，他の地点では10 ppm前後で変化がない．

渥美湾では5-36 ppm (平均17.8 ppm), 知多湾では tr-22 ppm(平均12.8 ppm), 三河湾の湾口，佐久島の北西，砂州で少ない値を示している．一般に Pb 含有量は砂質地域で少ない値を示し，粘土質地域で多い値を示す傾向がある．渥美湾における Pb 含有量は他の2つの湾に比べ多く，湾央部に濃集している．

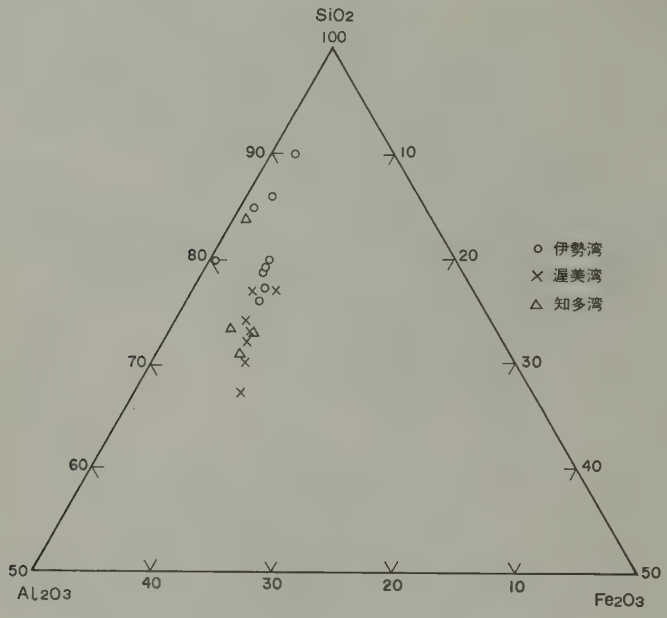
Zn

伊勢湾南部の海底堆積物の Zn 含有量は全般的に少なく，16-134 ppm (平均44 ppm)の間に分布している．伊

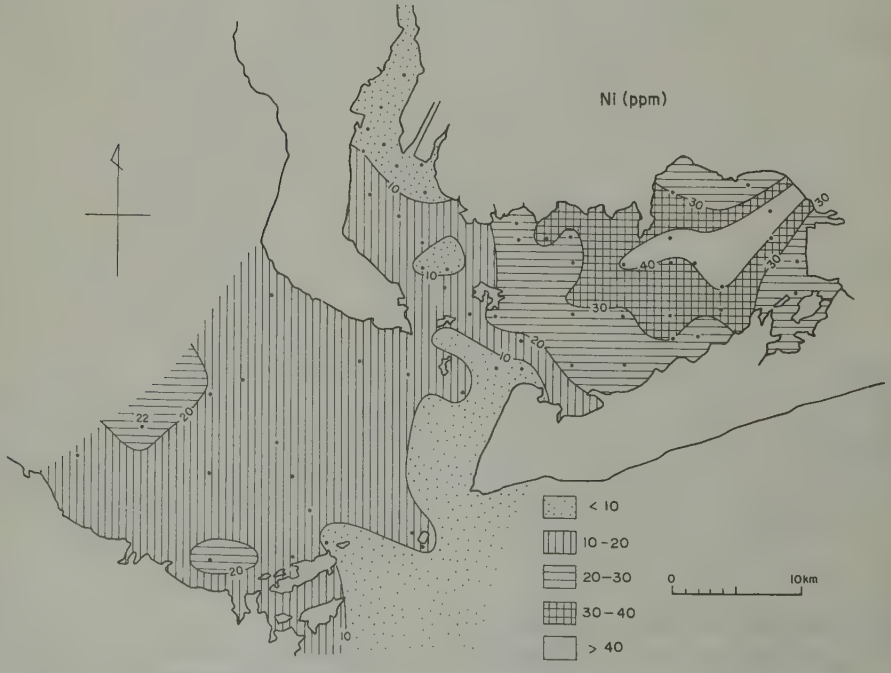
勢市沖測点411 (90 ppm), 答志島北岸測点 414 (62 ppm) で多い値を示す．これらの測点は Cu, Ni も濃集しており，海岸地形から考えて，この地域で水塊が停滞する可能性も考えられる．その他，知多半島西岸の野間と南知多町付近 (44-134 ppm) で多い値を示している．この地域で濃集している原因については不明である．

渥美湾においては31-168 ppm (平均 93 ppm), 知多湾においては10-194 ppm (平均127 ppm) と全般に多い値を示している．

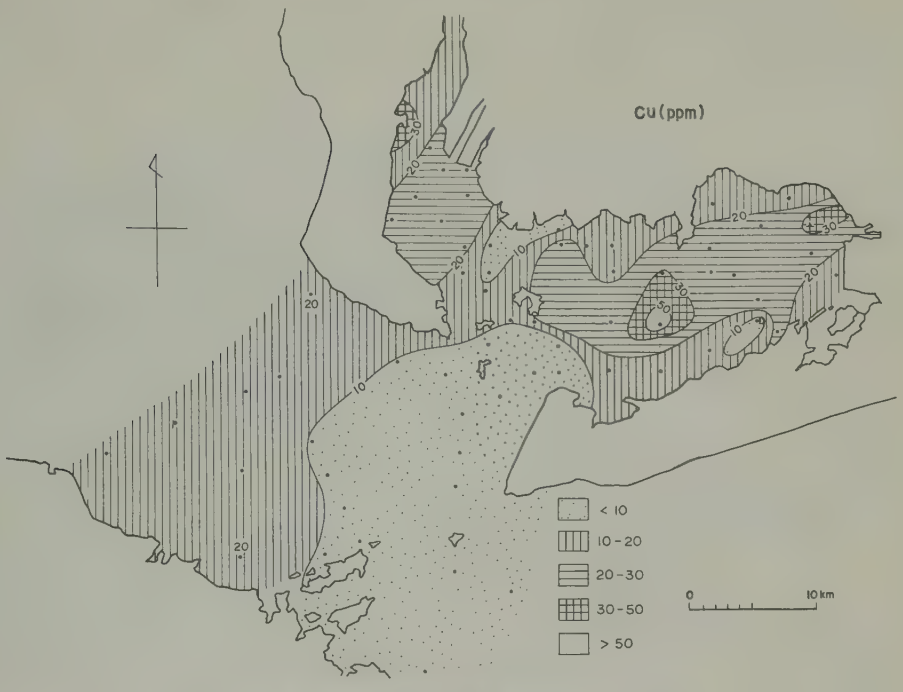
特に知多湾では矢作川河口周辺で多く，190 ppm に達



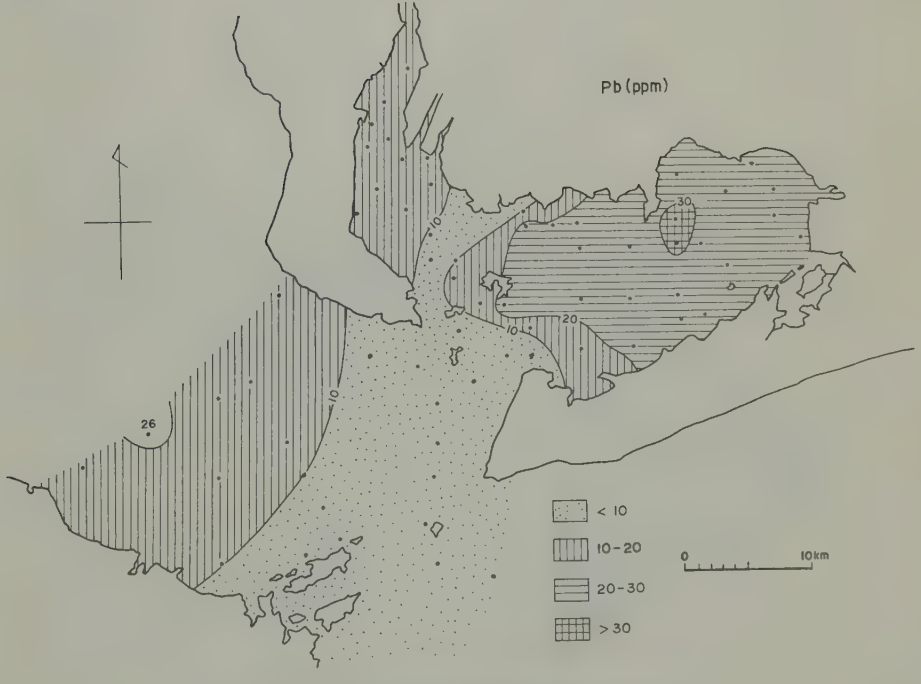
第 5 図　SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3 の三角ダイヤグラム



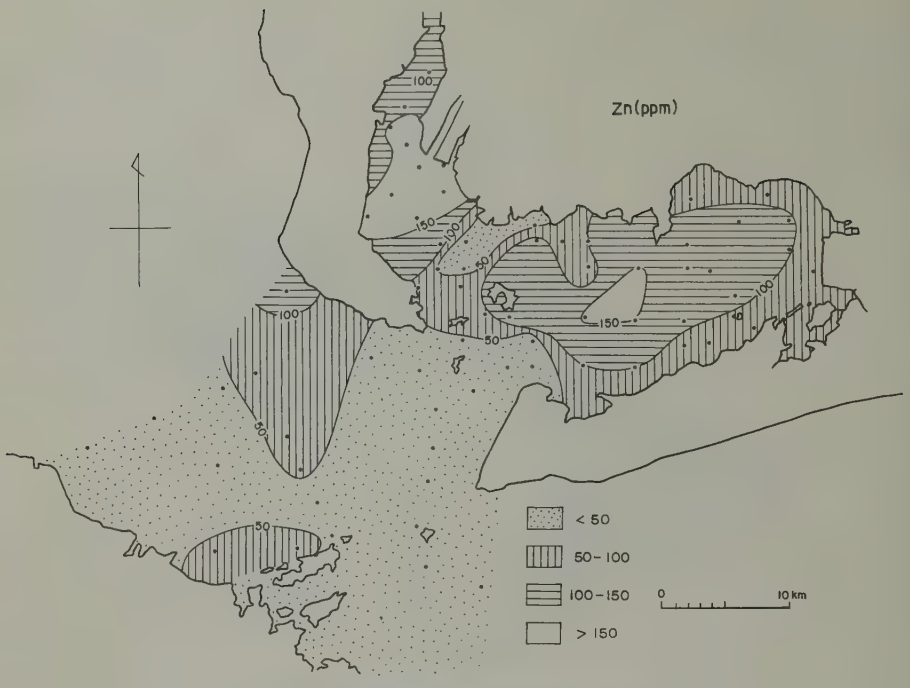
第 6 - a 図　海底堆積物の微量成分分布図 (Ni)



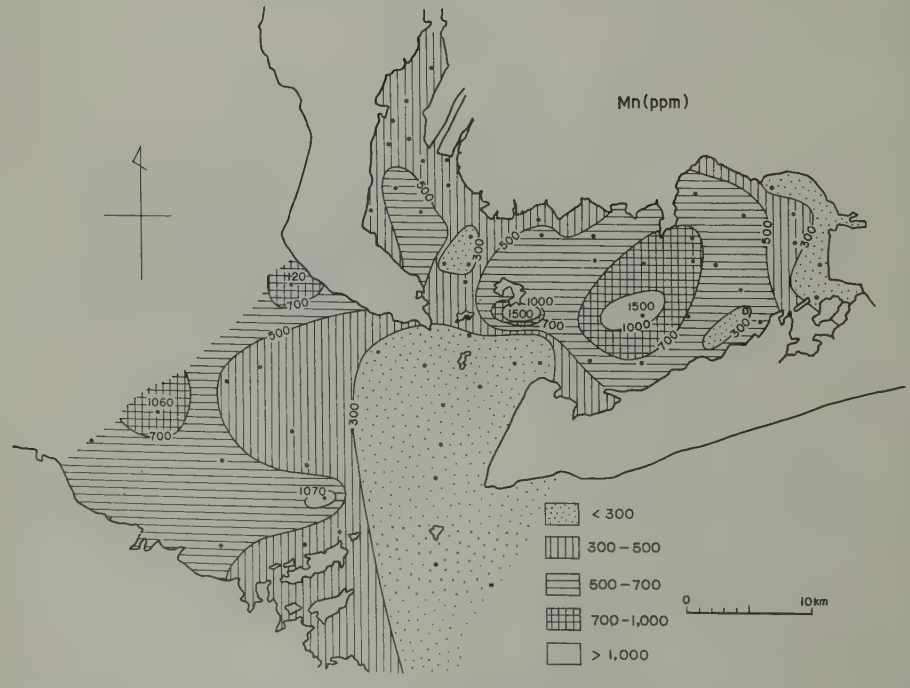
第6－b図　海底堆積物の微量成分分布図（Cu）



第6－c図　海底堆積物の微量成分分布図（Pb）



第 6 - d 図　海底堆積物の微量成分分布図 (Zn)



第 6 - e 図　海底堆積物の微量成分分布図 (Mn)

し，矢作川からの供給とその河口沖合での沈殿の結果とみられる．渥美湾では湾央部の測点305（168 ppm）で多い値を示している．

Mn

伊勢湾と三河湾を通じて海底堆積物の Mn 含有量は，粗粒の砂質地域では約300 ppm 程度と少ない．伊勢湾南部では測点464(1,120 ppm), 382 (1,060 ppm) および416 (1,070 ppm) など測点によって異常に多い値を示す地点がある．測点464は Znも多い値を示している．

渥美湾では湾央部で700-1,500 ppm と非常に多い値を示すが，豊川デルタでは210-360 ppm と少ない．岩淵 (1969) による海底地形を参考にすると，海釜で多い値を，砂州およびデルタで少ない値を示す傾向がある．

知多湾においては平均 420 ppm，多い所で 700 ppm，砂質地域では300 ppm 以下と少ない値を示している．

5.4 有機炭素

海底堆積物中の有機炭素の分析結果を第 2-1—2-3 表に，その分布を第 7 図に示した．

伊勢湾南部海底堆積物の有機炭素含有量は 0.03-2.66%（平均0.55%）と少なく，外海から湾口に入るに従って増えている．

渥美湾については 0.0-2.74%（平均1.52%）を含有し，特に湾口の砂質部で0.25%と少ないが，湾央から豊川のデルタ地域にかけては，2%以上の多い値を示している．

知多湾においては，0.02-3.12%（平均1.34%）を含有し，この値は渥美湾よりやや少なく，伊勢湾南部より多い値を示している．

溶存酸素と有機炭素の関係についてみると，伊勢湾南部においては海底堆積物が，砂地では底層水の溶存酸素量は多く，海底堆積物中の有機炭素量は少ない傾向を示す．渥美湾奥の測点350，362および 355地点においては溶存酸素飽和度が10%以下になり，有機炭素量も同地点で 2.5%と多く，調査地域の中では最も還元的環境を示している．

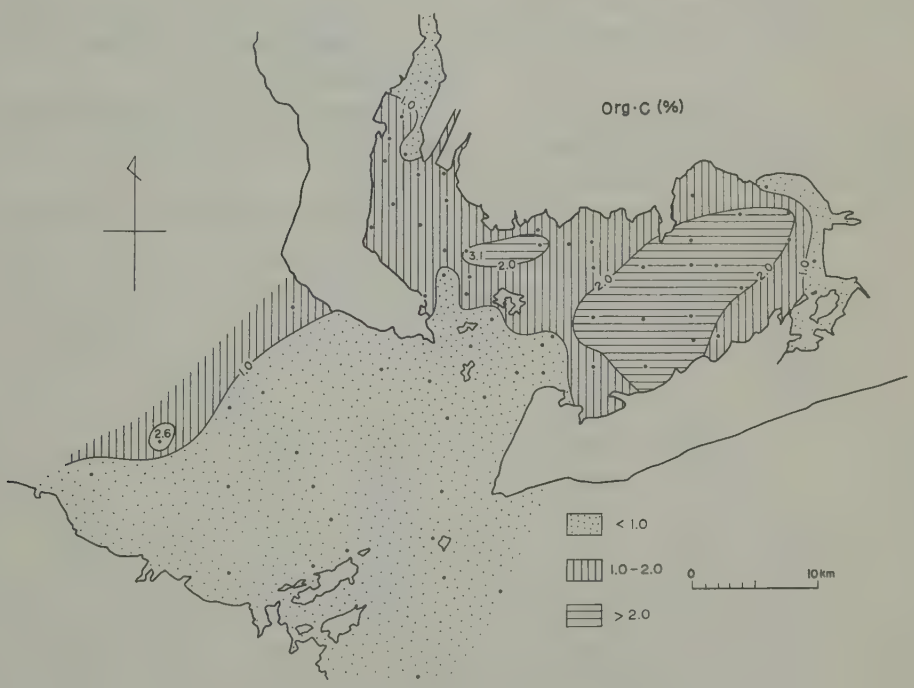
知多湾においては，一般に溶存酸素飽和度が70%，有機炭素量 1.5%前後であるが，測点 436は矢作川から流出する堆積物の影響を受けているためか，溶存酸素飽和度39%，有機炭素量 2.1%と還元的環境を示している．

有機炭素含有量と底層水の溶存酸素量とは明瞭な負の相関を示している．

6. 微量元素の挙動について

今回分析した各湾における海底堆積物の微量元素含有量は，平均値についてみると，Ni，Mn を除いて，伊勢湾南部において含有量が少なく，渥美湾，知多湾で多い値を示す．

伊勢湾南部で含有量が少ないのは，測点の大半が湾口



第 7 図　海底堆積物の有機炭素分布図

第4表 堆積物中の各微量元素の相関係数

Ise Bay

	Org.C	Mn	Pb	Zn	Cu
Ni	0.58	0.44	0.61	0.42	0.82
Cu	0.74	0.64	0.70	0.73	
Zn	0.28	0.44	0.20		
Pb	0.92	0.65			
Mn	0.74				

Atsumi (upper) and Chita (lower) Bay

	Org.C	Mn	Pb	Zn	Cu	Ni
Ni	0.79	0.34	0.67	0.65	0.76	
Cu	0.83	0.70	0.70	0.83		0.58
Zn	0.92	0.78	0.83		0.90	0.58
Pb	0.86	0.55		0.85	0.87	0.73
Mn	0.67		0.61	0.57	0.55	0.87
Org.C		−0.10	−0.25	−0.04	−0.05	−0.15

であることと,海底堆積物が砂質であるためと思われる.一般に微量元素の多くは粘土鉱物や,有機物,鉄の水酸化物に吸着されて存在するため(Hirst, 1962),砂質より粘土質中に濃集している.伊勢湾南部と三河湾についてもこの傾向がはっきりうかがえる.すなわち,湾央や,海釜の泥質堆積物中で微量元素の含有が多く,湾口や砂州の砂質堆積物中で少ない.

各元素相互間の相関関係を湾ごとにまとめ,第4表に示した.一部の元素を除いて,いずれも相関係数は大きい.

Al_2O_3, Fe_2O_3, Niは互いに似た挙動を示す.これらの元素は流入河川のデルタ周辺,湾奥部で含有量が多く,湾口へ行くに従って減少している.この傾向は浦戸湾(山本, 1959b),浦之内湾(山本・今井, 1959)においてもみられる.

Pbは伊勢湾南部において,有機炭素以外とはそれほど強い相関関係を示さないが,渥美湾と知多湾では,非常に強い相関関係を示している.これは伊勢湾南部が湾口で,海底堆積物がおおむね砂質であること,一方三河湾は粘土質堆積物が多く,有機物含有量が多いなどによるものである.

Pbと有機炭素との相関係数は伊勢湾で0.92,渥美湾で0.86と非常に強い相関関係を示しており,有機物に吸着されて存在している可能性が考えられる.

一般に海底堆積物中の Fe, Ni, Cu, Zn, Pb は有機物に濃集する傾向がある.

有機炭素は伊勢湾においては Zn との相関は弱いが Ni, Cu, Pb, Mn, と強い相関を示している.

渥美湾においては,今回分析したすべての元素の間で相関係数0.67以上の強い関係を示す.

知多湾においては,すべての元素の間で負の関係を,しかも弱い値を示している.知多湾は,湾が非常に狭いうえに矢作川という大きな流入河川がある.これによって元素の挙動に複雑な要因がからんでいるものと考えられる.知多湾における有機炭素と微量元素については,さらに詳細な検討が必要と思われる.

ま と め

以上の実験結果をまとめると下記のとおりである.

1. 粒度組成は伊勢湾南部の海底堆積物は砂質で,三河湾は粘土質である.

2. X線回折粉末法による構成鉱物の同定から粘土質物質はモンモリロナイト,緑泥石,カオリン,イライトなどである.

3. 海底堆積物の主成分は第2-1—2-3表に示すとお

第5表 堆積物の主成分及び微量成分の平均値

Elements	Ise Bay			Atsumi Bay			Chita Bay		
	Nos. of sample	Mean	S.D (%)	Nos. of sample	Mean	S.D (%)	Nos. of sample	Mean	S.D (%)
SiO_2%	9	69.67	6.18	7	61.57	3.91	4	65.50	8.58
Al_2O_3%	9	12.83	2.78	7	16.87	2.08	4	17.02	2.21
Fe_2O_3%	9	3.20	1.83	7	6.07	1.08	4	4.30	2.17
Ig.loss%	9	8.37	4.24	7	15.02	2.96	4	11.27	6.55
Ni ppm	21	13.76	6.84	33	26.58	26.58	17	8.35	4.07
Cu ppm	21	9.76	5.45	33	18.12	10.67	17	19.59	9.21
Zn ppm	21	44.90	27.56	33	93.09	44.22	17	127.9	59.35
Pb ppm	20	9.41	5.48	33	18.09	8.74	17	12.66	6.11
Mn ppm	21	479.1	285.2	33	567.1	329.0	17	421.1	187.53
Org.C%	20	0.59	0.62	32	1.57	0.08	16	1.34	0.71

，SiO_2が伊勢湾南部で70%，三河湾で64%，Al_2O_3が伊勢湾で12.8%，三河湾で17%，Fe_2O_3が伊勢湾南部で2%，三河湾で5%となり，第4図の粒度組成の結果と一致する．

4. 微量元素の各含有量は粘土分の少ない伊勢湾南部では少なく，粘土分の多い三河湾では多い．各湾とも堆積物中の粘土含有量と微量元素含有量とは正の相関関係にある．

これらの事実から，海底堆積物中の微量元素の多くは粘土鉱物や有機物，鉄の水酸化物に吸着され存在しているものと思われる．

引用文献

中条純輔・須田芳朗（1971） 伊勢湾北部の重力分布とその考察．地質調月，vol. 22, p. 415–435.

————・————（1972） 伊勢湾南部と三河湾の重力分布とその考察．地質調月，vol. 23, p. 573–594.

Hirst, D. M. (1962) The geochemistry of modern sediments from the Gulf of Paria-II, The location and distribution of trace elements. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 26, p. 1147–1187.

岩淵義郎（1969） 渥美湾の表層堆積層．地質学会第76年学術大会（演旨），p. 125–130.

大森貞子（1963） 粘土の迅速分析法（ケイ酸，アルミナ，強熱減量について）．分化，vol. 12, p. 183–186.

高田康秀・近藤善教・大塚寅雄（1971） 伊勢湾地域の地質と構造．竹原教授退官記念論文集，p. 137–151.

山本広志（1959 a） 本邦内湾の海洋化学的研究（第7報）．浦戸湾における溶存酸素消費作用について（その2）．海洋学誌，vol. 15, p. 61–63.

————（1959 b） 本邦内湾の海洋化学的研究（第8報）．底土の化学的組成による浦戸湾と浦之内湾との異同について（その1）．浦戸湾の底質．海洋学誌，vol. 15, p. 99–102.

————・今井嘉彦（1959） 本邦内湾の海洋化学的研究（第9報）．底土の化学的組成による浦戸湾と浦之内湾との異同について（その2）．浦之内湾の底質．海洋学誌，vol. 15, p. 103–105.

（受付：1976年4月23日；受理：1976年8月6日）

551.462:550.831(522.8)

鹿児島湾の物理探査の予察

中条 純輔* 村上 文敏*

The Geophysical Preliminary Surveys of Kagoshima Bay

Junsuke Chujo and Fumitoshi Murakami

Abstract

In Kagoshima bay the geophysical surveys are applied preliminarily by the geological research vessel "Hakurei-Maru," which are the gravity measurement, the proton magnetometer, the airgun seismic profiling and the subbottom profiler.

The low gravity anomaly is observed at the center of Aira caldera. Its minimum value is −25 mgal, and the relative value for the adjacent area is about −35 mgal. In this caldera its northeast part is Wakamiko caldera which is considered as the youngest eruption center. The subbottom profiler record shows its particular feature of the topography. The record also reveals the relation of the flat bottom B to the surface and subbottom central cones. On the northwest part of Aira caldera some particular sea bottom reflection is observed, and named L layer tentatively. L layer is characterized by 1. topographically higher some 10 meters than the surrounding, and 2. the surface is very rough.

Concerning the middle part of Kagoshima bay, the low gravity anomaly is observed along the deepest axis of topography for N10°W direction and its relative value is some −40 mgal. By the airgun record the central part G is subsided and bordered with the faults. The faults are the normal faults and some of them have the gentle slopes. Then it is interpreted that the central part is formed as the graben under the tension field.

The iso-gal map on Ata caldera shows the minimum value −12 mgal. The specific value of this minimum is some −40 mgal, though the average value of the surrounding is vague. The geological structure revealed by the airgun profiling is pretty complicated and disturbed. The east of Yamakawa harbor C looks like the center of Ata caldera and the reflection layers of both sides to SW and NE are dipping to the outsides, and the both ends of layers are bordered by the faults. The features of reflection beds are strong reflection waves, short, uneven and disturbed.

On the southwest outside of Kagoshima bay the low gravity anomaly is observed. The center of this low anomaly is +4 mgal, and the relative value is about −25 mgal. The high anomaly +50 mgal lies around Cape Sata-Misaki.

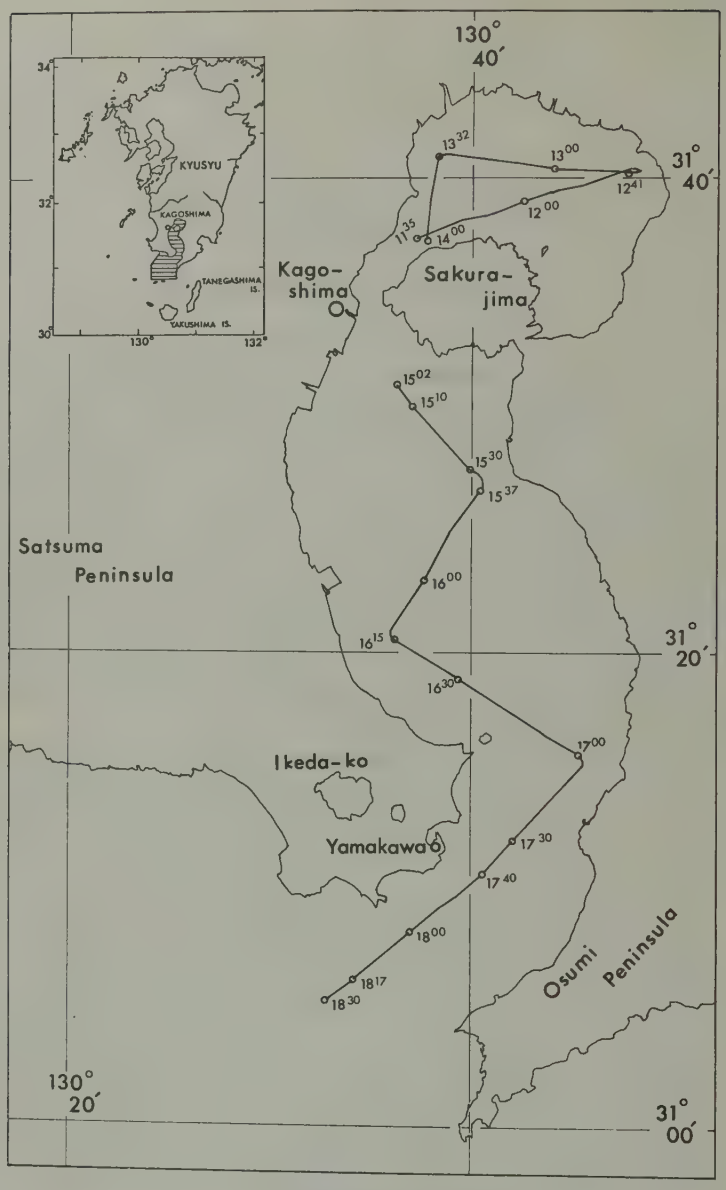
1. はじめに

鹿児島湾の北部は姶良カルデラとほぼ一致し，南に阿多カルデラがあって，南九州の火山帯の主軸と一致している．この2つのカルデラおよびそれを結ぶ地溝帯と目されている地域は，従来陸上で多くの調査がなされていた（小野，1974）にもかかわらず，海域の調査は磁気探査以外の調査が少なく，地質構造がよく分からない点が多かった．

1975年8月に地質調査船「白嶺丸」1820 t により鹿児島湾の概査が行われたので，その成果をここに取纏めて報告する．本調査は調査域に対して測線長がかなり少ないことと，調査方法の適応性の検討と概況の把握に重点を置いたので標題のとおり「予察」とした．

調査方法は1）測量：人工衛星測量およびロランC．航法にはレーダを使用．2）重力および磁気測定：船上重力計およびプロトン磁力計を使用しデータ集録は人工衛星

* 海洋地質部



第 1 図　鹿児島湾の物理探査測線図

測量装置を使用，3)音波探査：サブボトム・プロファイラーおよびエアガンの 2 種類を用いた．底質採取は行っていない．

調査員のうち本調査を行った者は筆者等のほかに次のとおりである．班長は本座栄一，人工衛星測量および船上重力計の担当は宮崎光旗，エアガンおよびサブボトム・プロファイラーは玉木賢策の各技官である．重力測定の取纏めと解析には石原丈実・西村清和両技官の協力をえた．成果の地質的な検討と解釈については小野晃司・曽屋龍典両技官の協力をえた．

本調査は1975年 1 月にすでに行われた鬼界カルデラから阿多カルデラにおよぶ海域の概査に継続するものであり，特に重力測定の取纏めには双方の結果を併せて検討している．

本調査は日本周辺大陸棚海底地質調査特別研究の一部としてなされたものである．

2. 調査方法と処理方法

本調査の測線長はサブボトム・プロファイラーが 120 n であり，エアガンとプロトン磁力計は曳航体があるめにやや短く，鹿児島湾北部で 39 km，中部と南部で km の合計 106 km である．重力測定は 120 km であ．磁気測定の結果は用いていない．この海域の磁気測はすでに松崎（1966），吉川（1973）等により発表されいるからである．

本調査で行われた調査方法や処理方法の概要と記載の式などを述べておく．

2.1 測量と地形

人工衛星測量を中心として行った．推測航法の速度セサーにはドプラ・ソーナを用いた所もあるがＥＭログある．鹿児島湾は内湾であるにかかわらず水深はかな深くて 200mを越す所もあり，ボトム・ロック（海底尾）にならなかったためである．

航行にはレーダを用いている．本調査の測線図を第1図に示す．この図はエアガンの測線であって，重力およびサブボトム・プロファイラはこの測線以外にも行い用いているが省略した．

第2図－第4図はそれぞれ鹿児島湾北部，同中部，同南部および湾外西方の海底地形図を示す．北部および中部の図面は曽屋技官の作製によるものである．

2.2 重力測定

重力測定にはラコスト船上重力計を用いた．測定精度は 1 mgal である．船上で測定した重力値を陸上の重力値と接続する基点は千葉県船橋港である．鹿児島湾の測定をふくむ38日間の前後で重力計のドリフト値は 0.6 mgal であった．本調査の測線長は既述の如く 120 km であるが，別の調査ですでに測定されている 391 km と併せて 511 km の測線を編集し，また Yokoyama (1975) の陸上の結果を参照して編纂した．

重力値のブーゲ補正をする際の密度の仮定は2.4 g/cm³とした．この値は横山泉が南九州の陸域の重力異常を纏めるに用いた値で，当地域を統一的に扱うため同一の値を用いた．地形補正は行っていない．

重力値，磁力値，水深は人工衛星測量装置を中心にしたデータ集録装置でデジタル磁気テープに集録している．水深を数値化する入力にはサブボトム・プロファイラーの水深を用いている．

第5図にブーゲ異常の等重力線図を示す．等重力線の間隔は 5 mgal である．本図の中で実線は海上の測定に基づくものであり，破線は陸上の重力値と本データによる補間したコンターである．

第2図　鹿児島湾北部海底地形図

2.3 サブボトム・プロファイラー

周波数は中心周波数 3.5 kHz で 2.5–5 kHz の間を周波数変調をかけて発振する．

パルス幅は 50m-sec であり，出力は 2 kW である．

受振した音波は CESP (Correlation Echo Sounder Processor) により発振波と相互相関をとりパルス幅 0.5m-sec の単一パルスと等価になるようにデジタル処理して記録している．記録掃引は 2 sec で原記録の垂直尺度は 1/3, 140 である．

記録紙送りは 12 cm/hour で，船の速度8-12ノットであるから原記録の水平尺度は 1/120,000－1/190,000 になり，記録の垂直水平尺度比 S は40-60である．

2.4 エアガン

発振源はエアガン1コであり，エアガンの容量は40立方インチ（650 ml）で中に波形整形器（ウェーブ・シェープ・キット）を入れているが，あまり整形の効果は出ていない．エアの圧力は 1300 psi (91 kg/cm²) であり，発振間隔は 4 sec である．エアガンの曳航長は25mである．

受波器は受波素子が 50 cm ごとに，100コ入ったストリーマである．実受波長は 50 m，曳航長は 100m（正常な場合は 150mであるが湾内のため50m短くした）である．

エアガンと受波素子の中心の間の距離は，100mである．受信増幅器のフィルターは 50–160 Hz の帯域に設定した．記録器はサブボトム・プロファイラーと同じ乾式記録紙のグラフィック記録器を用い，記録の掃引は，2 sec で原記録上の垂直尺度は 1/3, 140 である．記録紙送りは 25. 5 cm/hour で水平尺度は 1/90,000－1/55,000

第3図 鹿 児 島 湾 中 部 海 底 地 形 図

になり垂直水平尺度比 S は28-18である．

2.5 速度仮定について

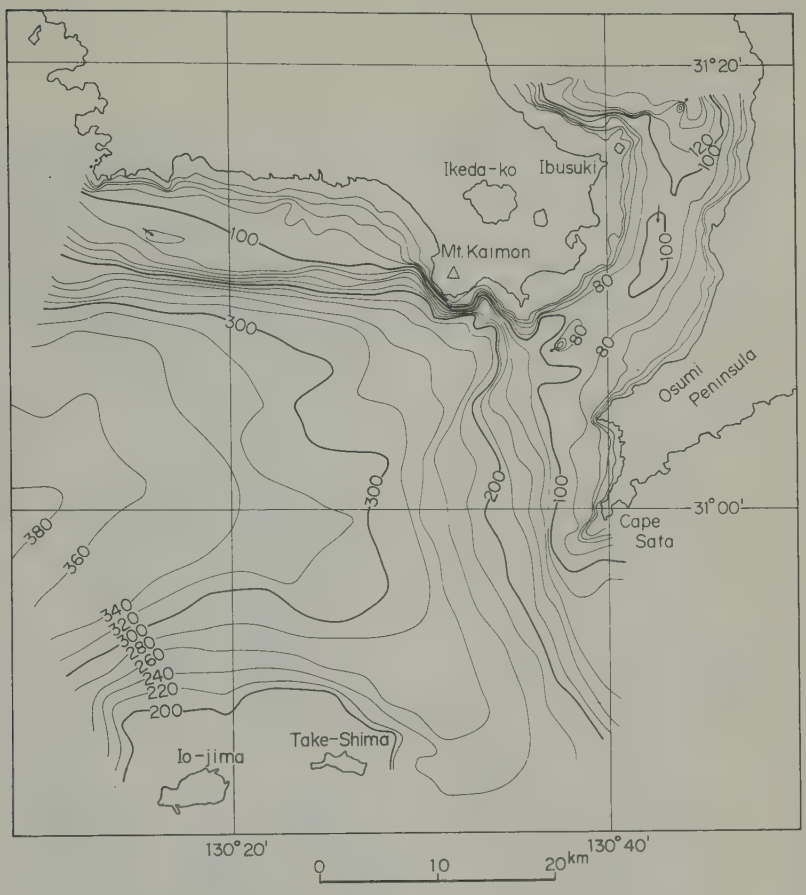
サブボトム・プロファイラーの反射面は海底下70mていどまでなので地層中の音波の速度を水中での速度 V_w 1,500 m/sec と同じと仮定している．この仮定による誤差は大きくはないだろう．エアガンについては 1 sec ていどまで議論するので速度仮定を入れないと深さや傾斜角の誤差が大き過ぎる．姶良カルデラ北側陸上の屈折法による資料 (Ono, et al., 1975) では，表層を除く第1層（厚さは平均1,000m以上）の速度として 3.7–3.8 km/sec の値をえている．しかしエアガンでは表層を含めた平均速度であることと，地溝などでは未固結堆積層が厚いという地質の性質上速度が遅い可能性があるので 2.0 km/sec と仮定した．地層の深さは海底までを V_w= 1,500 m/sec 海底から反射面までを V = 2,000 m/sec とした．速度の比 v は $v = V/V_w = 1.333$ である．地層の見掛け傾斜角 δ の計算では V_w と V の境界が水平と仮定した式

$$\delta = \sin^{-1}(v \tan \alpha/S)$$

を用いている．α は記録上の反射面の傾斜の読取角，S は垂直水平尺度比，v は速度比 1.333である．

2.6 反射面の検出の等級と記載

サブボトム・プロファイラーとエアガンで検出された反射面には非常に鮮明なものから疑わしいものまである．本文では次の4つの段階にわける．



第4図　鹿児島湾南部周辺海底地形図

G…… (good) 反射波のエネルギーがかなり強（かつ横方向の連続性も明瞭な原反射波 (primary reflection)

F…… (fair)

P…… (poor)

D…… (doubt) 反射波の SN 比が低く認定が疑わしいが原反射波の可能性があるもの

反射面の深さと傾斜角の記載には次の方法を用いる．数値が単にmを単位に示してあるときは音波の速度を水と同じ 1.5 km/sec とした値であり，v のあとに書かれたときは海底までの深さを 1.5 km/sec で計算しそれ以下を2.0 km/sec で計算したものである．反射波の検出の段階G, F, P, D はこの後に続く．この判定は個人差があるであろう．次に（　）内の数値は海底下の深さである．

傾斜角に関しても速度比 v が付いているものは速度仮定を入れた傾斜角である．例をあげる．

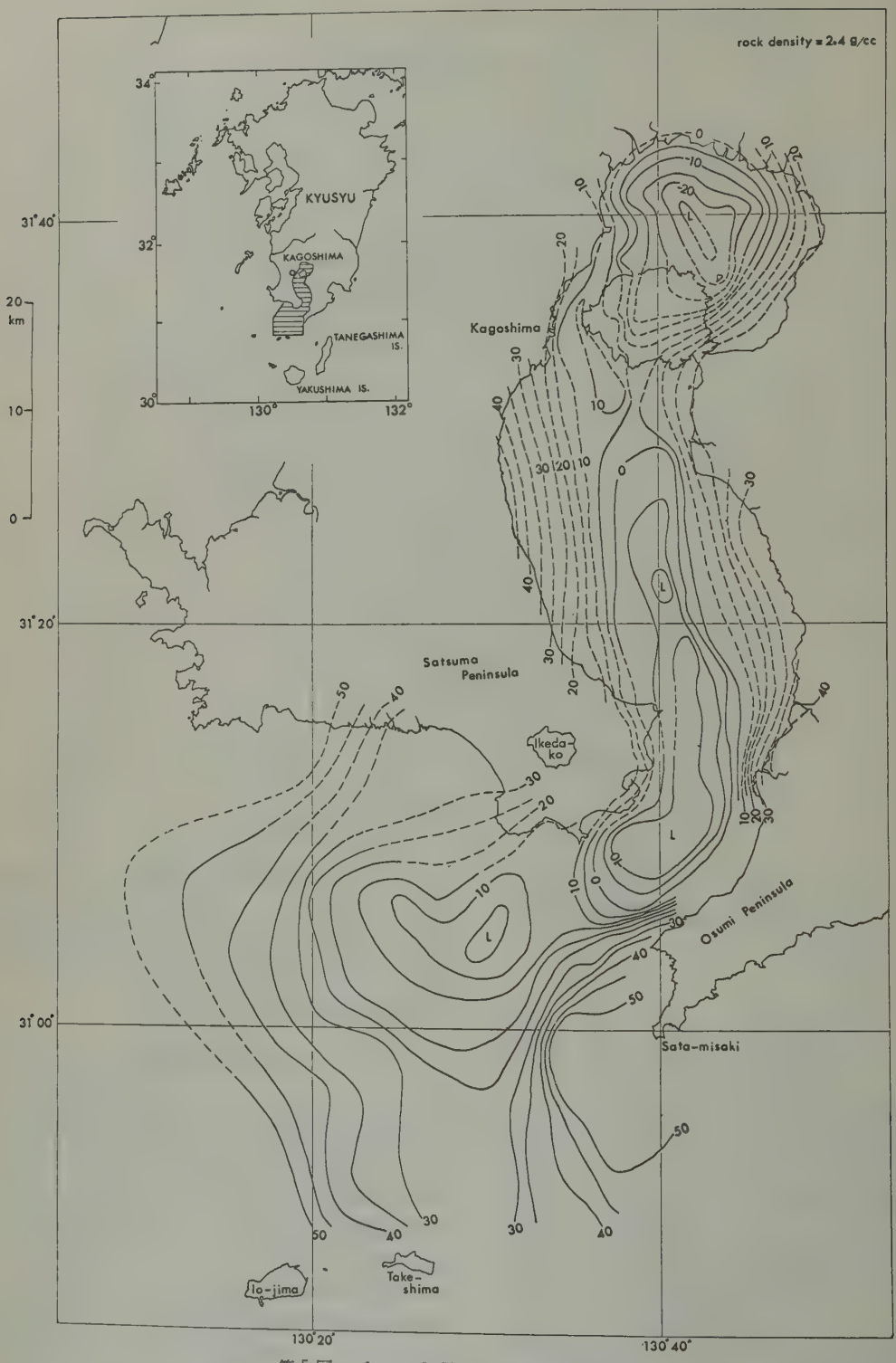
海底 100m; 240m, v287mF (v187m), 20°, v27.1°; 290m……この意味は海底は 100mの深さ；次の反射面は速度仮定なしで水面から 240m，仮定した速度 V と水の速度 V_w の比率 v を $v = 1.333$ として 287 mであり，検出の等級は Fair，海底下187m，反射面の傾斜角は速度仮定なしで20°，速度仮定を $V = 2.0$ km/sec として 27.1°；次の反射面は深さ290m……である．

3.　姶良カルデラ

姶良カルデラは4つの部分に分けられる．北東部は若みこカルデラと呼ばれ，円錐台を逆にしたような凹地形であって凹地の底は水深約 190mでほぼ平坦であるがタギリ中央火口丘のような凸地形やアブラツボ火口丘のような地形もある．周辺の深さ 130-140mにくらべかなり深い（桑代，1969）．

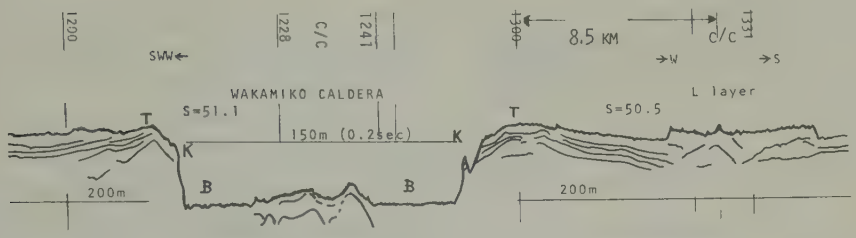
北西部は水深ほぼ 140mていどの平坦面をもつ．

南西部は桜島であり約13,000年前から成長を始め（荒牧，1975）現在も活動を続けている海抜 1,116mの火山であって，1914年の噴火の際に東側が熔岩により陸続きになったことは有名である．



第5図 ブーゲ異常の等重力線図

ブーゲ補正のための岩石密度には 2.4 g/cm³ を用いている．この図の編集には本調査以外の海上重力測定の資料および横山による陸上重力値の資料を用いている．



第6図　サブボトム・プロファイラの時間断面図

姶良カルデラ内の若みこカルデラおよびL層の断面図．図の垂直水平尺度比Sは 50.5, C/C は変針を示す．若みこカルデラの底Bは約200m，カルデラの西の縁Kは約145－150m，カルデラの西縁の最頂部Tは約134－136m，壁の平均傾斜角は9.3°，L層は比高9－10m，長さ測線ぞい 5.8 km，L層の東側で水深147m，L層の表面は粗雑．

南東部は平均水深 120mていどである．近年ここの新島に顕著な地盤の変動があったことは広く知られている．鹿児島湾は内湾としては概して水深の深い湾であり，姶良カルデラ内にあたる鹿児島湾北部も上記のようにかなり深い．東京湾や伊勢湾のような堆積盆としての性格をもつ内湾が，水深 30-40mぐらいであるのにくらべて地形にもカルデラの性格が表われているといえよう．

海底地形図では海岸線から水深 100mまでを薄黒く塗っている．この図に見るとおり大部分が 100mをこす深さである．

3.1 重力異常

重力測定の結果では北東の若みこカルデラと北西部の平坦な区域の中間に低重力異常の中心がある．この低異常の存在は従来の鹿児島湾周辺と桜島周辺および島嶼等陸上重力の測定の結果とカルデラにおける低重力異常の一般性からすでに推定されていたのであるが(Yokoyama, 1975)，その値と位置は今回の調査により明確になった．

低異常の中心は鹿児島湾北部のほぼ中心であり，その値は －25 mgal である．そして周辺陸上の重力値と併せて考えるとカルデラによる相対的な負の重力異常値は －35 mgal 程度になる．姶良カルデラの地殻変動の研究（茂木，1958）や低異常の中心から桜島にかけて弾性波の吸収が大きいこと（Ono, et al., 1975）と考え合せて，鹿児島湾北部中央にマグマ・リザーバが地下にあることは確かである．この地域のエアガン記録では 1 sec（深さ約 900m）以上の反射面が出ている．

3.2 若みこカルデラ

姶良カルデラの北東部分で福山港の西あるいは若御子鼻の南に若みこカルデラ（桑代（1969）は若尊（わかみこ） Proto Caldera と呼んでいる）があり，東西 6.5 km, 南北 5.5km の大きさである．この付近のサブボトム・プロファイラ記録と時間断面図を第6図に示す．この記録では時間は左から右へ進み西南西から若みこカルデラの内部東側の図上 C/C にて船が転回し西に進んでいる．従って西側のカルデラ壁を2回横切っているので鉢を切ったように見えるが，実は折れた測線をのばしている．しかしもし東へ直進したとすれば現記録よりも比高の大きいカルデラ壁が表れたはずである．カルデラ底の平坦な面（図上Bと記している）の深さは約 200m，カルデラ西側の最も高い点 T は 134m，136m であり，カルデラ壁の肩の部分K（傾斜角の微分値の最大の点）は145，150mである．それでカルデラ底部との比高は最高部が約65m，肩の部分が約53mである．カルデラ壁の測線ぞい傾斜角は西南西側で9.3°，西側ではアブラツボ火口丘を切っているのでこれを除き平均2.4°である．この測線は壁と斜交しているので傾斜角はこれより大きい．記録の垂直水平尺度比 S は51で大きいために記録上かなり急傾斜にみえるが実際はふちの開いたお盆のような形である．

若みこカルデラの中央の凸地形（桑代（1969）はタギリ中央火口丘と呼んでいる）は海底下に10mないし20mに反射面が認められる．反射面の形は地形と相似している．これはカルデラの中央火口丘と考えられる．火口丘なら反射面と地形の間には大きな時間差があるとは限らない．若みこカルデラの底部の西側の海底Bの特徴は，1)平坦であり，2)海底による反射波が強いことが，記録の濃いことと多重反射の多いことから分かり，3) Bの地下に反射面は認められないの3点である．この部分は中央火口丘とカルデラ壁の間を後から埋めた熔岩流の可能性がある．

若みこカルデラの外側ではT点が地形的に最高点であることはすでに述べた．西へ向かう測線では後記するL層までの間の約 8 km で 4 枚の反射面がみえる．これらは地形よりも急な傾斜角で落ちる．すなわち海底地形は西向きに 2.5m-rad (milli-radian) の見掛け平均傾斜角で落ち，反射面の第1層は検出の度合Fで傾斜角3.2m-rad，第2層は強い反射面Gで 3.7m-rad，第3層はFで 3.8m-rad，第4層はPでよく分からない．西南西側の測線（図

左上側）の傾斜角も大体同程度である．このように下の層では傾斜角が地形のそれより3割ないし5割増す．これらは若みこカルデラから噴出したものの堆積状況を表しているかもしれない．

若みこカルデラに関する問題点は次のようなものである．

1. 若みこカルデラ底の堆積物はなにか．特に平坦面Bと火口丘の新旧関係と物質の違い．

2. 若みこカルデラ外の西側の堆積物は若みこカルデラから噴出したかどうか．

3. 姶良カルデラの火砕流は1回だけではないとされている．最新最大の火砕流といわれる入戸火砕流）23,000 yBP）に対比されるものはあるか，またその噴出口が若みこカルデラである可能性はあるか？．

4. 若みこカルデラ外側の堆積物は陸上堆積か水中堆積か（反射面の最深部162m，海底地形の最浅部134m）．

5. L層との関係（L層の方が新しいと思われる）．

6. 若みこカルデラの西で下の層が上の層より急な傾斜角になった原因．

等である．3に関しては火砕流のばあい必ずしも一つの層が1回の火砕流の噴出に対応するわけではなく，1回で何枚かの反射面が作られる可能性がある．4に関してはユースタシイを考える限り陸上堆積とは考えにくい．6に関しては湾底に堆積した時点では水平に近い面を作り，後でL層の中心部が連続的に沈降している可能性はあると考えられる．

3.3 L層について

鹿児島湾北部の西側にサブボトム・プロファイラ記録の上でかなり顕著な海底上の反射面がある．その特徴は

1. 地形的に周辺の海底より10mほど高くなっている．

2. 表面がかなり粗雑である（凹凸の程度は数mぐらい），という2点である．ここで海底から数mないし30m下に反射面があるのでこの層の分布は表層だけであり岩脈のような下にまで続くものではないであろう．この層を整理のつごう上仮りにL層と呼ぶことにする．L層についての現象を記載すると次のようである（前出のサブボトム・プロファイラの模式図参照）．

3. L層の中央で測線が曲っており，L層の長さは測線ぞいに5.7 km，東端と南端の間は直距離で4.5 kmである．

4. 端は東端で見かけ傾斜角1.8°，南端で3.6°であり，この角は実傾斜角の最低値である．

5. L層上面の深さは端で東側137m，南側139mであり，中央の低い所では143-142mである．

6. L層の中央は地形的に周辺より6－7m高い．また海底の下にも周辺より高い反射面がある．

7. L層の下にはサブボトム・プロファイラでもエアガンでも，ともにL層のない所から連続した反射層が観測されている．

8. L層の東と南の測線では（北と西には測線はない）海底浅部から深部に到るまで反射面がL層側に落ち深い所の方が傾斜が急である．例えば測点 $13^h\ 20^m$ では海底148m, 2.6m-rad 西落ち; 176mF, 3.5m-rad; v793mF, v 16.2m-rad（0.93°）であって深い層が急な傾斜角である傾向がはっきり出ている．

9. L層は桜島との間で続いていない．

10. L層の付近で顕著な磁気異常はない（松崎, 1966）．

L層は姶良カルデラ域の火山的性格から熔岩流か火砕流を思わせる．しかし有明海北西の多良岳付近の熔岩流の記録例（中条ほか，1961a）とはかなり違っている．

一方L層が河川で運ばれた堆積物とは考えにくい．今まで内湾の堆積物でこのような観測例が音波探査でも地形測量でもないからである．

L層と酷似した記録は鹿児島湾外の開聞岳の南西約15 kmにおいても観測されている．ここのL層と似た層は前記1，2項は共通である（1項のうち周辺からの高まりは17mであり，また測線沿いの長さは東西13 km，平均水深は290mである）．

L層が比較的局地的で規模の小さい熔岩流という可能性はあるが多くの点で釈然としない．これには底質採取や微地形の観測などと併行して調べねばならないだろう．

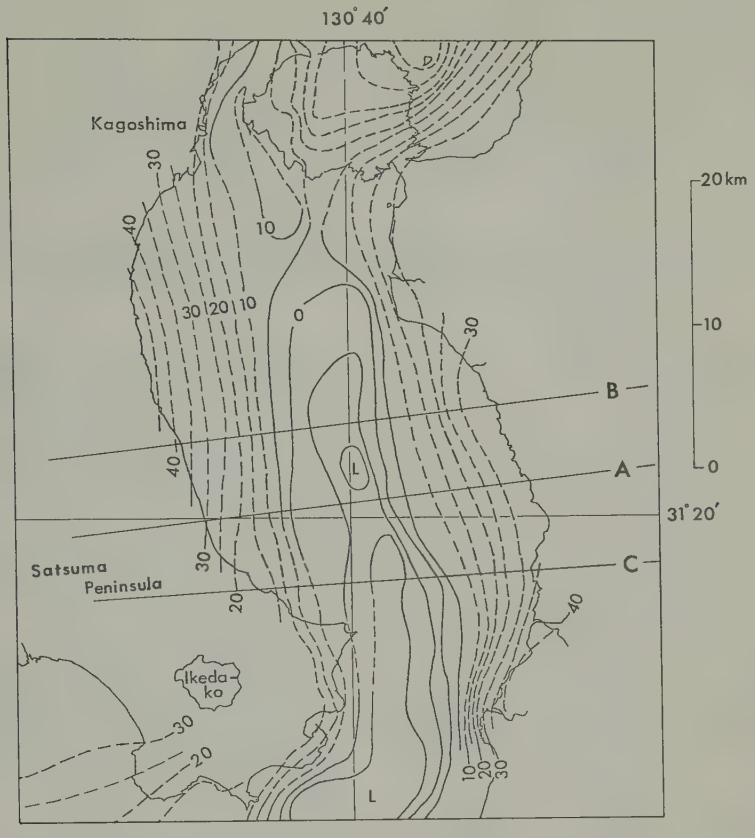
4. 鹿児島湾中部

桜島南縁から大根占港と知林島を結ぶ線までの間を鹿児島湾中部としよう．ここは姶良カルデラと阿多カルデラの間をつなぐ地溝としての意義を有する．長さ約30 kmで北北西－南南東に軸をもち，幅は約20 kmで，水深は中央で最も深く約230mであり100mの等深線は内側で閉じている．

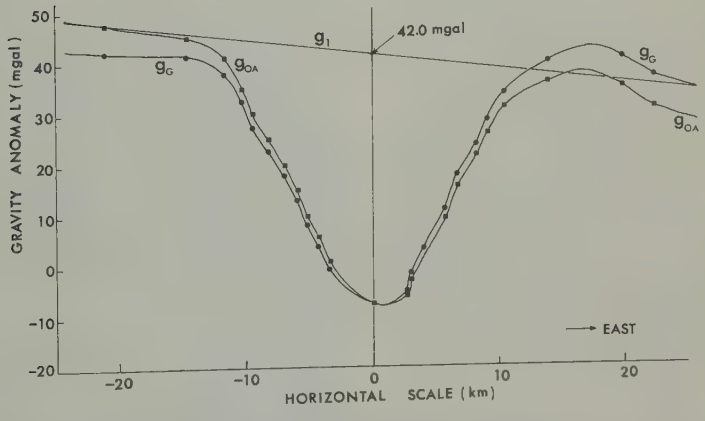
東西両岸とも基盤は四万十層群であり，南では一部新しい安山岩が覆っている．

4.1 重力異常

鹿児島湾中部の重力異常の形状は，くさび形で中央が低く周辺が高くて北北西－南南東方向，すなわち地溝の軸とほぼ平行して2次元的に延びている．両岸の海岸線の方向はほぼN30°Wであるが，重力の低異常の軸はほぼN10°Wでやや斜交してはいるが大勢としては調和的である．低異常の北北西－南南東方向への延びはその北



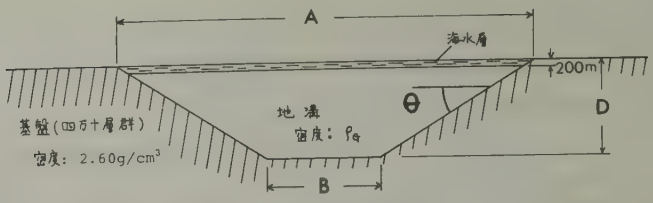
第7図　鹿児島湾中部の重力異常等値線図と3つの断面



第8図　地溝を横切る重力異常の観測値の断面とその残差異常

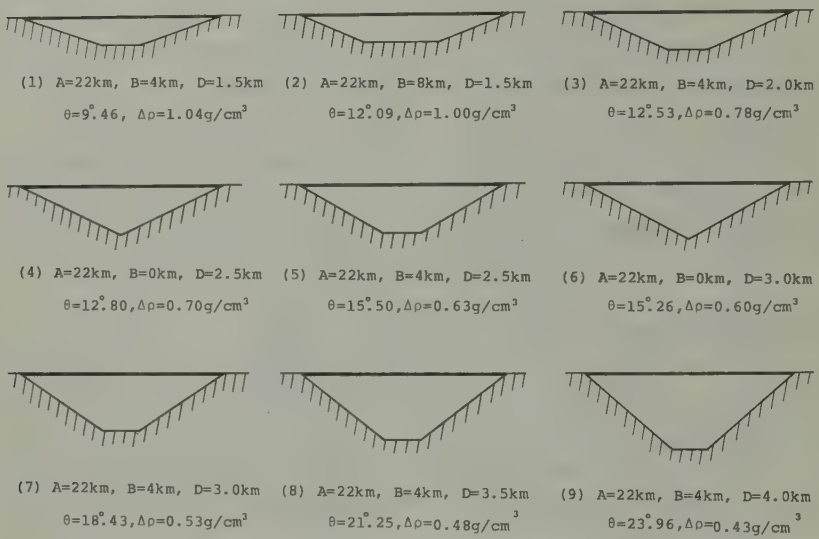
g_{OA}: 地溝を横切る3本の代表的な断面（A, B, C）についての観測値を，その最低値を合わせて平均化したもの，■で示す．
g_G: 残差異常，●印で示す．　g_1: 一次傾向　$g_1 = 42.0 - 0.283x$

と南で折れ曲がりを示す．北では桜島を境として北東方向に折れ曲がり，南では阿多カルデラに続きながら南西方向に折れ曲がる．薩摩半島から大隅半島一帯の重力異常の一次傾向は東落ち（Yokoyama, 1975）で，地溝において顕著な低重力異常を示す．この地溝を横切る3本の代表的な断面（第7図に示されるA, B, Cの測線）に



第 9-a 図　地 溝 の 断 面 の モ デ ル

A: 地溝の地表面における幅，　B: 地溝の底の幅，　D: 地溝の深さ，　θ: 地溝の壁の傾斜角
$\theta = \tan^{-1}[2D/(A-B)]$，　$\Delta\rho$: 密度差



第 9-b 図　地 溝 の 9 種 類 の モ デ ル

ついての観測値をその最低値を合わせて平均化したものを g_{0A} とする．さらに平均化した観測値 g_{0A} を一次傾向 g_1 と残差 g_G とに分ける．すなわち，$g_{0A} = g_1 + g_G$ という式で表される．g_1 は $g_1 = g_0 + kx$ と表され，g_0 は当海域の基準値であり，k は重力傾度，x は東向きを正とし km を単位にとったものである．基準値 g_0 は 42.0 mgal, 重力傾度 k は −0.283 mgal/km であって g_1 [mgal] $= 42.0 - 0.283x$ [km] となる．ここで kx は深部の基盤が東向きに落ちている影響と考えられる．残差 g_G が地溝による重力異常と考えると，それはその周辺の値より相対的に 50.0 mgal 低いことになる．第 8 図に g_{0A}, g_1, g_G を示す．

地溝の簡単なモデルを考えその重力値を計算し，重力の計算値と観測結果を比較することにより地溝の構造を推察した．平均化した観測値 g_{0A} の残差 g_G の断面図は g_G が最小になるところを軸としてほぼ左右対称である．このことは残差 g_G の原因をなす地溝の断面の形状が g_G の最小値のところを軸としてほぼ左右対称なものであることを意味する．従って地溝のモデルとして真中を軸として左右対称な二次元の構造を考えた．地溝の地表面における幅を A，底の幅を B，深さを D とし，地溝の側壁の傾斜角を θ とする．θ は $\theta = \tan^{-1}[2D/(A-B)]$ である．地溝を埋めている物質の密度を ρ_G, 周囲の基盤の密度を ρ_B, それらの密度差を $\Delta\rho$ ($\Delta\rho = \rho_B - \rho_G$) とする（第 9-a図）．モデルによる重力値の計算において，地溝の地表面における幅 A を固定し，底の幅 B と深さ D を独立にパラメータとして変え，それらの各々の値に対して密度差を 0.1 g/cm³ 間隔で数種類変化させて計算を電算機で行った．地溝のモデルのあるパターンにおける密度差 $\Delta\rho$ は重力異常の残差 g_G の最少値と計算より求まる重力値の最少値を等しくすることにより求まる．実際には地溝を埋める物質の密度 ρ_G は，深さが深くなるに従って圧密をうけ密度が大きくなると考えられるが，ここでは重力値の性質上，地溝の大まかな構造を把握することを目的としたので深さに関係なく一様な密度を仮定した．当地域は四万十層群が地溝の両岸に露出し，地

溝の基盤も同一と考えられる．四万十層群の岩石の密度としては霧島から採取された岩石試料5コについての平均値2.60 g/cm³ という値が報告されており（瀬谷ほか，971），この地域でもそれとほぼ同じ位の値を持つと考えられる．重力の測定値から重力異常を求める際に，密度の仮定として 2.40 g/cm³ を用いており，2.60 g/cm³ とは 0.20 g/cm³ の差があるが，これによるブーゲー補正（陸上においては高度補正）における誤差は水深 200m に対して約 1.7 mgal であり，ここでの議論には大きな影響は与えない．

鹿児島湾内の重力測定を行ったのは水深の深いところが主で，g_{0A} の最小値の近傍約 10 km の幅では精度がよいが，そこから東西の海岸線までは陸上の重力値との補間で求めたものであり，コンターは破線で表示している．モデル計算をする場合，地溝の形状は最小値より最小値の両側の重力傾度の大きさに影響を及ぼす．ここではこの部分が補間部分に相当するのは残念なことである．

地溝として最も考えやすいモデルは断面が長方形のもので，両側が断層で切られ中が一様に沈下したものである．しかしエアガン記録ではそのように単純ではないし重力異常もそれではよく一致しない．それで地溝のモデルとして第9-b図のような三角形または逆台形の9種類のモデルを考えた．

側壁が緩い傾斜角をもつことに対する解釈として階段状の陥没構造を考えている．すなわち幾つかの断層が階段状に続きその包絡線が緩い傾斜角をもつというモデルである．

大隅半島と薩摩半島の鹿児島湾に面する海岸線は，陥没地帯の東西両縁の構造線にほぼ相当する（太田，1964）．東西両半島の海岸線の間の距離を平均値から 22 km とし，これを地溝の地表面での幅Aの値とした．地溝の底の幅Bの値を大きくとると，重力値の最小になる部分の幅が広くなり観測値と合わなくなるので，Bの値は8 kmないし0 km とした．深さDの値は密度差に対して比例関係に近い程度に影響する．Dの値が小さすぎると密度差が大きくなり，その結果地溝を埋める物質の密度が海水の密度より小さくなってしまう．この矛盾を避けるためDの最小値を1.5 km とした．

第1表に9種類の地溝のモデルのA, B, Dの値と地溝の壁の傾斜角 θ と密度差 $\Delta\rho$ と，地溝を埋める物質の密度 ρ_σ の結果を示す．

この計算値は最小値の点で合っているが，両側の重力傾度の大きい部分は既述のようにすべてよく一致しているわけではない．しかし観測値と計算値の形状が比較的合いそうなものとしては，深さDが2.5 km，幅Bが4 kmのモデル5である．その結果をプロッターで描かしたものを残差異常 g_σ と重ねて第10図に示す．

このとき地溝の壁の傾斜角は15.5°，密度差は0.63 g/cm³ であり基盤の密度を 2.60 g/cm³ とすると地溝を埋める物質の密度は 1.97g/cm³ となる．重力異常の観測値に比較的合うモデルの傾斜角は，15.5° と緩い角度を示す．

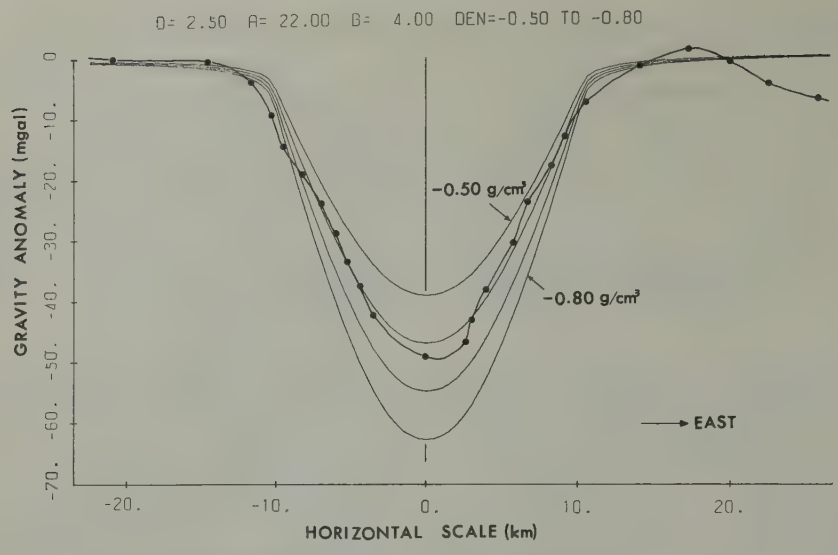
なおモデル5が比較的よく合うということは計算上のことで地質的考察をまじえたものではない．他の8つのモデルでも偏差が極端に大きくなるわけではない．

一次傾向 g_1 は前述のとおり，四万十層群よりもさらに深くにある深部の基盤が東向きに落ちている影響と考えられる．一次傾向 g_1 の傾き $\partial g/\partial x$ と，四万十層群の岩石とその下にある深部の基盤の岩石の密度差 $\Delta\rho$ に対して，深部の基盤の傾斜角 δ は

第1表　鹿児島湾中部の地溝のモデル計算

モデルの番号	A 地溝の表面における幅（一定）	B 地溝の底の幅	D 地溝の深さ	θ 地溝の壁の傾斜角	$\Delta\rho$ 密度差	ρ_σ 地溝を埋める物質の密度
1	22km	4km	1.5km	9. 46°	1.04 g/cm³	1.56 g/cm³
2	22	8	1.5	12. 09	1.00	1.60
3	22	4	2.0	12. 53	0.78	1.82
4	22	0	2.5	12. 80	0.70	1.90
5	22	4	2.5	15. 50	0.63	1.97
6	22	0	3.0	15. 26	0.60	2.00
7	22	4	3.0	18. 43	0.53	2.07
8	22	4	3.5	21. 25	0.48	2.12
9	22	4	4.0	23. 96	0.43	2.17

注1）地溝のモデルは2次元で左右対称である．
2）地溝の両端は海岸線にほぼ一致すると考え地溝の幅を 22 km で一定とした．
3）基盤を四万十層群とし，密度を 2.60 g/cm³ とした．



第10図　地溝の重力異常のモデル計算の一例

モデル (5) ($A = 22$ km, $B = 4$ km, $D = 2.5$ km, $\theta = 15.5°$) についての計算値と残差異常を重ねて示してある．
縦軸は重力異常値，横軸は距離，●印を結んだ線は残差異常値 g_G・滑かな線は密度差をパラメータにした重力異常の計算値

第 2 表　薩摩半島—大隅半島の重力異常の一次傾向の解析

密度差 $\Delta\rho$ (g/cm³)	0.1	0.2	0.3	0.4	0.5
傾斜角 δ（度）	3.9	1.9	1.3	0.97	0.77

一次傾向　$g_1 = 42.0 - 0.283x$ (g_1: mgal, x: km)
$\Delta\rho \sin 2\delta = 0.0477 \times 0.283$

$$\delta = \frac{1}{2}\sin^{-1}\left(0.0477\frac{1}{\Delta\rho}\frac{\partial g}{\partial x}\right)$$

となる（中条，1961b）．この式は半無限平面の二次元モデルという粗い近似関係であるが大勢の把握には役立つ．ここで $\partial g/\partial x = -0.283$ mgal/km であり東向きに落ちている．密度差 $\Delta\rho$ を変数にして δ の値を求めると第 2 表のようになる．

姶良カルデラの北をほぼ東西 N100°E に横切る屈折法の測線約 119 km（川内—日南の間）について，地下の速度的な構造が得られている (Ono et al., 1975)．屈折法の測線は地溝のモデル計算を行った測線から北へ約 40 km 離れたところにある．それによると地殻構造の解析結果は第11図に示すように 3 層構造である．第 1 層の速度は西側で 3.7 km/sec, 東側で 3.8 km/sec であり，第 2 層の速度は西側で 4.9 km/sec, 東側で 4.8 km/sec で第 2 層の上限の深さは西端の SP.I（川内）で 0.89km, 東端の SP.II（日南）で 1.49 km で傾斜角は約0.29°である．第 3 層の速度は西側で 6.1 km/sec, 東側で 5.6 km/sec でかなり違っており，第 3 層の上限の深さは西端の SP. I で 3.31 km, 東端の SP.II で 5.61 km で平均傾斜角 1.1° で東に落ちる．

南九州における重力異常 (Yokoyama, 1975) から屈折法の測線に沿って重力異常の断面を求めたものを第11図に示す．一次傾向は東落ちで重力傾度 $\partial g/\partial x$ は -0.242 mgal/km である．第 2 層の上限の傾斜が重力異常の一次傾向の傾き具合におよぼす影響は第 3 層の上限の傾斜による影響に比べると，層の密度差が同じならほぼ 0.29°/1.1° = 1/3.8 程度の小さなものなので重力傾度におよぼす影響は小さなものであろう．

重力異常の傾きの一次傾向 $\partial g/\partial x = -0.242$ mgal/km がすべて第 2 層と第 3 層の密度差だけに起因しているとすれば，いいかえると第 4 層以下があってもすべて水平であるとすれば[1)]，その密度差 $\Delta\rho$ は $\Delta\rho = 0.30$ g/cm³ である．

第 2 層の速度は 4.8–4.9 km/sec であり，四万十層群な

1), 2)　第 2 層と第 3 層，および第 3 層と第 4 層の境界の傾斜角を，それぞれ δ_2, δ_3 とし密度を ρ_2, ρ_3, ρ_4, とすると重力傾度は

$$\frac{\partial g}{\partial x} = \alpha\,[(\rho_3 - \rho_2)\sin 2\delta_2 + (\rho_4 - \rho_3)\sin 2\delta_3]$$

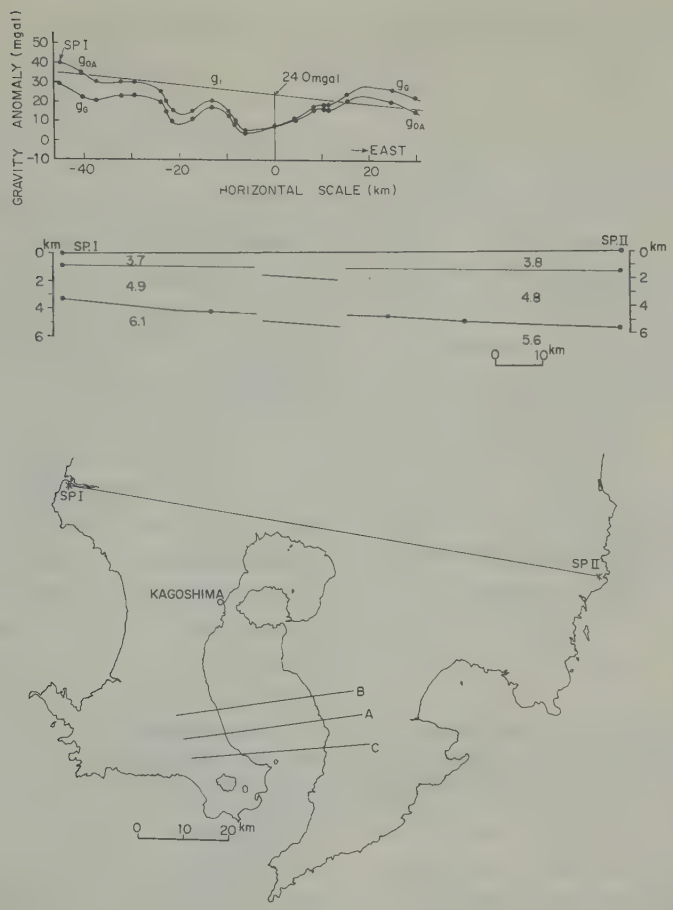
となり，ここで α は定数である．
ここで $\delta_2 = \delta_3$ なら

$$\frac{\partial g}{\partial x} = \alpha(\rho_4 - \rho_2)\sin 2\delta_2$$ であり

$\delta_3 = 0$ なら

$$\frac{\partial g}{\partial x} = \alpha(\rho_3 - \rho_2)\sin 2\delta_2$$

である．



第11図　屈折測線の重力値

下は川内 SP. I— 日南 SP. II 間の屈折測線の位置図（Ono, et al., 1975 による）と鹿児島湾中部の重力断面の線
中は屈折測線の解析断面図を簡略化したもの（Ono, et al., 1975 による）
上は屈折測線に沿う重力値 g_{OA}（Yokoyama, 1975 による）を一次傾向 g_1 および残差 g_G（$g_{OA} = g_1 + g_G$）に分解したもの

いし古生代の地層と推定される．四万十層群と古生層の岩石の密度はほぼ等しいと考え，第2層の岩石の平均密度として，四万十層群の岩石の密度 2.60 g/cm³ を考える．第2層と第3層の密度差 0.30 g/cm³ が重力傾度から求まっているので，第3層の密度は 2.90 g/cm³ となる．第3層は速度的に花崗岩に対応し，花崗岩の平均密度はほぼ 2.7 g/cm³ であり第3層の密度 2.90 g/cm³ という値は大きすぎる．

もし第4層が第3層と平行なら，第3層は重力傾度には関係なくなって密度差は第2層と第4層の密度差を意味する[2]．

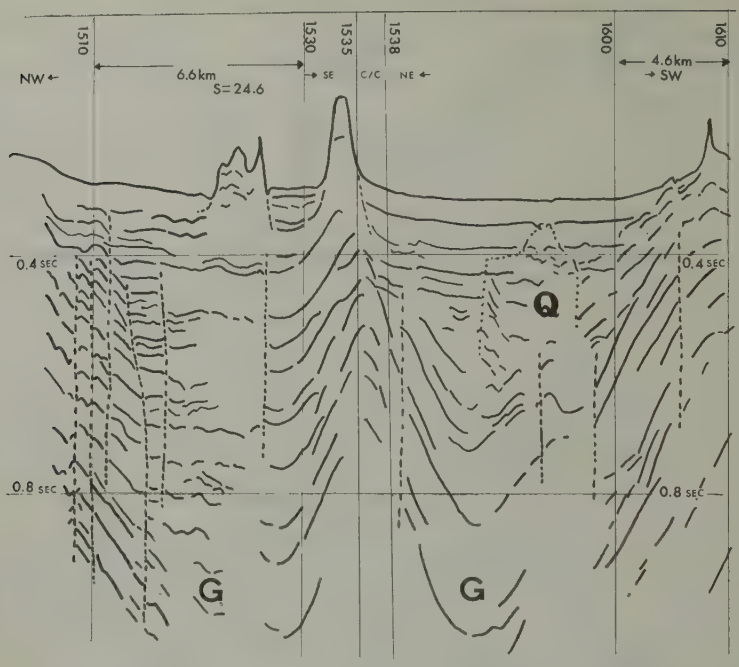
第4層が第3層と平行していないまでも同じ向きに小さい傾斜角で落ちるとすれば重力傾度は第3層が 2.90 g/cm³ より小さい値でも説明できるであろう．

屈折法の測線から地溝のモデル計算を行った鹿児島湾中部の地域一帯にかけて花崗岩または先カンブリア系と考えられる第3層と，屈折法では観測されなかった第4層が分布していると考える．その場合次のようなケースを考えることができよう．

1.　もし第4層が水平で重力傾度に関係ないと仮定すれば，鹿児島湾中部でも花崗岩層とその上の層の密度差は 0.3 g/cm³ であり，地溝付近の重力傾度 −0.283 mgal/km からこの層の傾斜角は1.3°になる．

2.　もし第4層が第3層と平行であるとすると仮定すれば，密度差 0.3 g/cm³ は第2層と第4層の差になり（第1層は十分水平に近いと考える）傾斜角は同じく 1.3°になる．

第3層と第4層の夾角（傾斜角の差）を一定と考える場合の推定もできるが，仮定が多くなり過ぎるので省略する．これら基盤岩の推定は現段階では資料が少な過ぎ



第12図　鹿児島湾中部のエアガンの時間断面図

図の左半は湾中部を北西－南東に切り，コース変更 C/C 後北東－南西に切る．垂直水平尺度比は約25．両方の測線とも断層で境された地溝構造Gが出ている．　地溝Gの両側の地層では浅部より深部の方が傾斜角が急になる傾向がある．Qと記した部分は反射波が乱れた部分で地形も少し下っている．ここで地磁気の異常はない．

るので上記の仮定が限度である．

4.2　エアガンとサブボトム・プロファイラ

測線は桜島の南端15h 02m から始まる．1537までの35分間に約 10 km を南東に走る．15h 37m に変針(記録上C/C) して南西に向かい1610までに 14 km 走って湾中部を斜めに横切る．この測線の音波探査記録は Plate に示し，エアガンの記録の時間断面図は第12図に示す．サブボトム・プロファイラ記録は海底浅部を表し，浅部では反射面がほぼ海底地形に平行している（ここにいう平行は反射面の間隔あるいは層厚がほぼ一定のことで二直線の平行関係ではない．以下同じ）．測点15h 15m では海底 205 m, 215 mF, 219 mG, 231 mP, 242 mG (37 m) である．最下層の 242 mG だけは海底面とほとんど平行せず凹凸のある反射面である．

1502－1538の間のエアガン記録ではサブボトム・プロファイラーではっきりみられる反射面を検出できない代りにもっと深い 1 sec (約 v 930m) ぐらいまでの反射面を検出している．ここでは多くの断層で切られ中間が落込むような構造になっている．これは変針後の1538-1610の間の NE–SW 方向の測線にも似た傾向があり，鹿児島湾中部が地溝である証拠である．

図上で地溝の中心をGで示す．1510前後には 5 本の断層がある．断層は垂直ないしは南東落ちである．北西から 4 番目の断層は南東に落ちる角度が最も緩く，断層の上半0.4–0.7 sec の間の見掛傾斜角は v28.4° (20.9°) という緩いものである．

エアガンによる地溝の最深部を結ぶ軸は N10°W で断層がこれに平行していると仮定すれば v 33.3° で N80°E に落ちていることになる．いずれにしても正断層である．そして鹿児島湾中部の地溝帯が張力場で形成されたと推定される．

測点1510の反射面の深さと傾角は次のとおりである．海底 205m; 255m, 水平; 285 mF; 391 mF, v453m, v3.6° SE 落ち; v826m, v 4.5° である．また測点1513，5 の下部の反射面の一部は v536 mG, v4.7° SE 落ち; v817 mF, v5.6° である．これらの反射面は浅い方の 453mが 3.6° と 536mが4.7°で緩い傾斜角であり，深い反射面 826mが 4.6° と 817mが5.6°で急である．このような浅い方が緩く深い方が急になる傾向は地溝の反対側の東側でも同じである．すなわち1532の点では，水深 101m; v374mG, v5.4° 北西落ち; v617mF, v6.2° である．この計算では既述の如く地層の平均速度を 2 km/sec と仮定しているが，

し深いほど速度が早いという仮定を入れれば深い方が斜角が大きくなるという傾向は助長されるはずであ

この傾向は地溝が沈降しながら堆積が進んだという解と結びつく．

1538-1610の北東-南西の測線 14 km の間では中央の溝を斜めに切る部分で海底から 0.5 sec の間で反射面ほぼ海底地形に平行している．この海底下70mぐらい浅部はサブボトム・プロファイラ記録にとくによく表ている．地溝の中央の 0.5–1.0 sec の間では向斜状の射面が観測されている．これが堆積時の状態か堆積後中央の沈降で褶曲したかは分からないが，深い反射面傾斜角が浅い方のそれより大きいという前測線と似た向から，たぶんその2つの要素は同時に進行したと推している．北東側1540の断層は1525の断層と同一で地の東側のものであろう．南西側3つの断層は地溝の西のものであるが1515周辺の5つの断層との対応は分かない．この測線で奇妙なのは図上にQと記した部分である．Qの上部はサブボトム・プロファイラ記録に明瞭出ている．エアガン記録には明瞭ではないが全貌が出いて，内部には乱れた部分的な反射面がみえる．

Qの上部の海底地形にもわずかの変化がでている．すわちQの上で 500m ぐらいの間で中央が 3 mほど下っ凹部をなしている．Qの下には反射面や断層が観測さている．この海域で吉川（1973）の地磁気の調査では くに大きな異常が観測されているわけではない．Qは実態の分からない奇妙なものとしてその存在を指摘しておく．

5. 阿多カルデラ

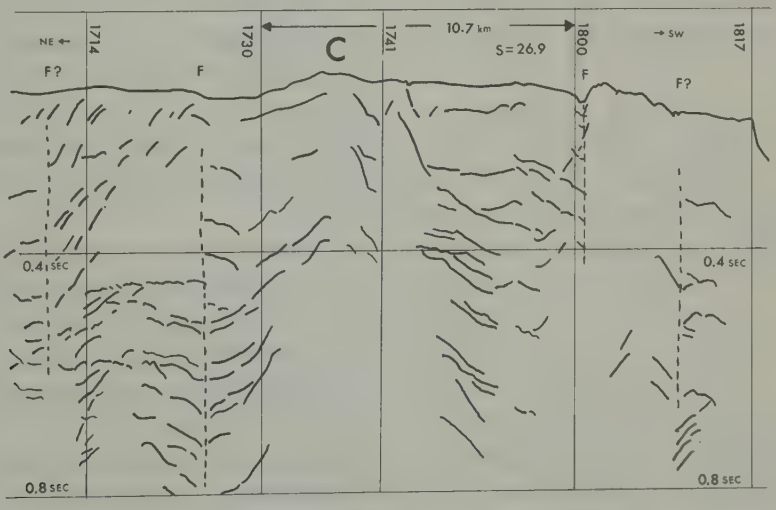
鹿児島湾南端に湾の両側にまたがって阿多カルデラがあるとされている（松本，1943）．北の姶良カルデラからは約 50 km，南南西の鬼界カルデラから約 60 km 距っている．カルデラの西半は埋積し陸化している．東半は周辺海域より浅い．すなわち海底地形は中央に水深90–100mの範囲が広がっていて，北側の鹿児島湾中部の150-200mよりも浅いし，もち論湾外よりも浅い．阿多カルデラの中央にあたる山川港東では地形が周辺より数m程度深いが大勢としては湾の方向ぞいに中央が高く両側で深い傾向がある．このようにカルデラ内がカルデラ外より地形的に高いのは珍しいことである．

南東の大隅半島では花崗閃緑岩が賦存しているが北東側も南西の佐多岬側もそれより古い四万十層群である．

5.1 重力異常

阿多カルデラと周辺地域の重力異常の特徴は次の如くである．

1. 阿多カルデラの中央とされる山川港南東（松本，1943）あたりで重力異常は最小値 −12 mgal を示す．これはエアガンによる中心Cと近い（後述）．
2. 最小値の分枝は北に向かって値を大きくしながら鹿児島湾中部の地溝帯の最小値の軸に続く．
3. 最小値の別の分枝は西南西の湾外に伸びる．



第13図　阿多カルデラのエアガンの時間断面図

山川港沖にあたる 17h 35m あたりCを中心にして反射面は両側に落込む．Fは断層であり落込む地層の両側とも断層で初られている．各反射面は連続性が少なく変化がはげしいのでピックアップがむづかしい．なおサブボトム・プロファイラでは表層堆積物はわずかに地形凹所に堆積するだけである．

4. 重力異常の形状は東半の海域と西半の埋積した陸域をふくめて阿多カルデラとかなり異なるものであり，カルデラ内で閉じるものではない．

5. 阿多カルデラの最小値と周辺の重力値との差はどこを周辺とみるかで画一には決められない．しかし 30 mgal 線を周辺と考えるとその差は −40 mgal に達する大きなものである．

6. 鹿児島湾外の南西には低異常がある．中心は ＋4 mgal で周辺との差は −25 mgal 程度であり，面積的には阿多カルデラより大きいが重力傾度は緩い．

7. 大隅半島の南西端の佐多岬を中心にして高異常がある．この高異常と 6 項の低異常の境は西落ちの急な重力傾度を示す．

海底地形に関連して次のことを付言する．開聞岳から西方の海域に海底地形の急斜面がある．これは水深120mから280mまでの比高160mの間で急な南落ちであり，坊の岬の南方まで東西約 25 km の間で直線的に続く．ここは重力を測定していない所なので周辺の重力値から推定するのであるが，大勢としては等重力線に平行した地形（例えば鹿児島湾中部のような）ではないらしい．

5.2 エアガンの記録

本海域のサブボトム・プロファイラー記録にはほとんど表層堆積物がない．地形的な起伏がはげしくて凹部に13mの堆積物が分布する所もあるがごく部分的である．露岩が概して多いと思われ，海図上の底質に砂礫質ないし露岩が多いことと調和的である．

この点は姶良カルデラや湾中部の地溝が概して層状の堆積物に覆われ起伏が少ないことと異なる点である．水深が平均的に浅く湾口なので潮流が早いことも関係があるであろう．

阿多カルデラとして松本（1943）の示す範囲をとるなら測線の上では17h 00m–1805 の間の約 20 km がカルデラ内に相当する．エアガン記録に見る阿多カルデラ域の構造は非常に複雑である．反射面の様相の特徴は強い反射面が短い区間に表われること，その面が平坦ではなくて反射面の上下にも余り平行性がないこと，を指摘できる．阿多カルデラ域のエアガン記録の反射断面図を第13図に示す．

反射面の上でカルデラの中心と考えられるのはCと記した1737あたりで山川港の東方である．エアガン記録に見るようにここは海底地形として最も高いだけでなく，南西側の反射面は南西に落ち北東側は北東に落ちていて全体の断面としても中心になっている．

また重力の負異常の中心にも近い．測点1730における反射面の代表的なものの深さと傾斜角は次の如くである．測点1730; 海底 105m; 132 mP (27m), 0.67° 北東落ち（海底地形とほぼ平行）; v420 mF (315m), v2.7° 北東落ち; v567mF (462m), v4.2° 北東落ち．

測点1725には断層がある．断層の北東側では南西落ち，南西側では北東落ちの反射面がみられる．地形は南西側の方が下っている．1801にも断層があって北東側（カルデラ内側）では南西落ち，南西側は不明である．これらの形状は1725と1801の断層の間が落ち，中央から噴出物が供給されたと考えると説明しやすい形状を示しているがその真偽は分からない．

5.3 2つのカルデラの比較

姶良カルデラと阿多カルデラは 60 km 距った近い距離にあり，南九州の一連のマグマ多発地帯の一環をなすものではあるが，その実態はやや趣を異にしている．相異点を主とした比較は次のとおりである．

1. 姶良カルデラでは地形的に深い．阿多カルデラでは東半の海域は周辺の海域より浅く，西半は埋積し陸化している．

2. 姶良カルデラでは北東部の若みこカルデラのような火砕流の噴出口と考えられる所が地形的に残っているし，その内部の反射面も分かった．阿多カルデラでは噴出口は不明である．エアガンで構造の中央と目される所は分かったが噴出口との関係は分からない．

3. 姶良カルデラの中央から北西部では海底に20mぐらいの表層堆積物の中に 2，3 の反射面があり平坦で連続性がよい．阿多カルデラでは海底地形が複雑で露岩があり表層堆積物は粗粒で，地形的凹所には堆積物がある所もある．

4. 姶良カルデラのエアガン記録では深さ 0.8 sec ぐらいまでの範囲で反射面は水平（0.9°以下の傾斜角）で連続性がよい．

阿多カルデラでは反射面の変化が激しく傾斜角も5°程度までで構造的にモメた感じおよび岩石が brittle な感じが強い．

5. 姶良カルデラの重力異常は中央が負でほぼ同心円状の整った形をしている．阿多カルデラでは負異常の最小値がカルデラ内にあるとはいえカルデラの形状とは一致せず溝状である．溝状の負異常はくの字に曲り北は鹿児島湾中部の地溝の負異常の軸につながり，南西では湾外の負異常につながる．

6. 姶良カルデラは北西の陸上に地溝が延びている（小野，1974）が，負異常は一応独立している．

阿多カルデラの負異常は鹿児島湾中部との境が明瞭でない．湾外南西の負異常との境は開聞岳と佐多町を結ぶ線である．

6. 結　言

鹿児島湾の地質構造を白嶺丸により調査した．調査の方法は主として重力測定とエアガンおよびサブボトム・プロファイラーの2種類の音波探査である．調査面積に対する測線長が短かくまた探査方法の適用性の検討も兼ねて行ったので調査としては予察の段階といえる．姶良カルデラにおいては次のことが明らかになった．

1. 重力異常はカルデラ中央において顕著な負の異常 −25 mgal を示している．周辺との相対値は −35 mgal という大きなものである．

2. 姶良カルデラ北東部の若みこカルデラの構造，特に中央火口丘と周辺平坦部の反射面の形状．

3. カルデラ内北西部の海底堆積部およびL層（仮称）の形状，深い反射面（0.8 sec ぐらいまで）と表層がほぼ整合状況であること．

鹿児島湾中部では次のとおりである．

1. 湾の中央の地形的な軸にほぼ一致して低重力異常の軸が N10°W 方向にある．この異常を2次元モデルで計算した例は幾つかのパラメータの組合せで示される．

2. 音波探査によりこの海底が両端を断層（複数）で境され，中央が沈降するような張力場で形成された地溝であることが明らかになった．

3. 地溝の中央で反射波の走時 0.5 sec ぐらいまでは海底地形に整合的な堆積物がみられる．それから深部は断層および褶曲で地溝が形成されている．

阿多カルデラと湾外では次のことがわかった．

1. 阿多カルデラでは重力異常の最小値 −12 mgal が山川港南東に見出された．周辺との相対値は等重力線の形状が複雑なため決めにくいが −40 mgal 程度と思われかなり大きいものである．

2. 負異常は阿多カルデラ内で閉じておらず，最低値の軸は北で地溝の最低値に続き，南西では湾外の負異常の軸につながっている．

3. 阿多カルデラは多くのカルデラと違い海域でカルデラが地形的に周辺より高い．堆積物は概して薄く粗粒で露岩もある．

4. エアガン記録では反射面の様相は反射波が強く，面が長く続かず，平坦ではない．地質構造は概して複雑といえる．

5. 山川港の東をカルデラの中心として地層は南西側は南西に落ち，北東側は北東に落ちている．落ちた先はほぼカルデラ外縁あたりの断層で切れている．反射面の傾斜角は概して浅い方で緩く深い方が急になる傾向がある．

6. 湾外南西には重力低異常がある．低異常の中心は +4 mgal で周辺との相対値は約 −25 mgal である．この異常の地質的意義は分からない．

7. 佐多岬を中心にして +50 mgal の正の異常がある．ここは四万十層群の分布地域である．

鹿児島湾の調査を今回の資料を基にしてさらに今後進めてゆくにあたり次のことが望まれる．

1. 今回の音波探査が量的に少なすぎるので，さらに増加し細部の構造を調べるとともに全体的傾向を把握する．

2. 底質の採取とくに岩石類の採取を行って構造をしらべる．特に露岩の多い阿多カルデラや姶良カルデラ北西部の堆積層やL層は試料を採取して調べる必要がある．

3. 火山活動に関連した海底の微地形の調査にはボトム・ソーナの適用が役立つかもしれない．

4. 重力の測定は調査に役立った．残念ながら岸に近い所の測定が少なく陸上資料との接続と，微細な構造を議論しえないが，重力測定の補足により大勢が変わるということはないだろ　．

5. 姶良—阿多カルデラの関係とその間の地溝は阿多—鬼界カルデラの調査によってさらに構造的な意義を明らかにすることが可能であろう．

文　献

荒牧重雄（1975）地質・噴出物．自然災害特別研究，p. 79–88.

————・宇井忠英（1968）阿多火砕流と阿多カルデラ．地質学雑誌，vol. 72, p. 337–349.

中条純輔（1961 a）熊本地区における重力分布とその考察．地質調月，vol. 12, p. 343–365.

————・近藤信興・倉沢　一（1961 b）島原海湾における音波探査および沿岸地質について．地質調月，vol. 12, p. 1–37.

桑代　勲（1969）姶良カルデラに関する二，三の問題．鹿児島地理学会紀要，vol. 17, p. 63–66.

Matumoto, T. (1943) The four gigantic caldera volcanoes of Kyushu, Japan. *Jour. Geol. Geogr.*, vol. 19, Special number, p. 1–57.

松崎卓一・歌代慎吉（1966）鹿児島湾周辺の地磁気異常について．水路部研究報告，no. 1, p. 23–26.

Mogi, K. (1958) Relations between the eruptions of various volcanoes and the deformations

of the ground surfaces around them. *Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo Univ.*, vol. 36, p. 99–134.

小野晃司 (1974) 南九州火山地帯の地質と地震探査. 海洋科学, vol. 6, p. 684–689.

Ono, K., Ito, K., Iizuka, S., Hasegawa, K., Hiroshima, T., Kakuta, T., Ichikawa, K. and Suzuki, H. (1975) Explosion seismic studies. *National Report of the Geodynamics Project, Japan*, no. 5, p. 61–63.

瀬谷 清 (1966) 鹿児島県指宿地熱地帯の重力分布ならびにその地下構造について. 地質調月, vol. 17, p. 12–24.

——・小川健三 (1971) えびの・吉松地震地域の重力異常について. 防災科学技術総合研究報告, vol. 26, p. 47–61.

水 路 部 (1955) 海図1222号, 大隅海峡西部及び付近.

——— (1968) 海図221号, 鹿児島湾.

Yokoyama, I. (1961) Gravity survey on the Aira caldera, Kyushu, Japan. *Nature*, vol. 191, p. 966–967.

——— (1963) Structure of caldera and gravity anomaly. *Bull. Volcanologique*, vol. 26, p. 67–72.

——— (1975) Gravity anomalies of the volcanic regions in the southern Kyushu, Japan. *National Report of the Geodynamics Project, Japan*, no. 5, p. 66–67.

吉川圭三・湯脇泰隆・住友則彦・西村 進・阿部悦夫・桂 京造・江頭庸夫・笹嶋貞雄(1973) 鹿児島湾内の海上磁気測量. 京都大学防災研年報, vol. 16A. p. 3–8.

(受付：1976年 4 月30日; 受理：1976年 7 月 1 日)

Plate 22

1. 鹿児島湾北部のサブボトム・プロファイラ記録

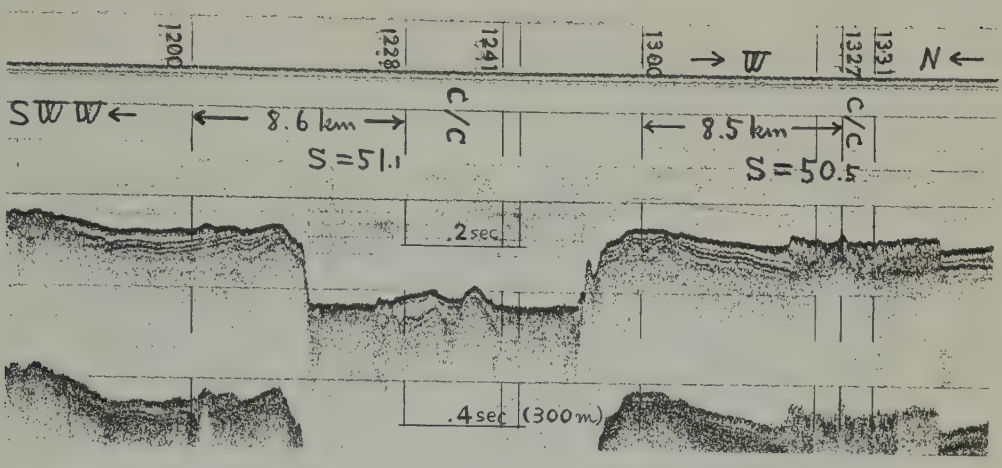
周波数 2.5–5 kHz の間のFM変調波, パルス幅 50m–sec, 出力 2 kW. 相関処理器 CESP 使用.
中央の凹所は若みこカルデラ. 右側の周辺より高い層はL層.

2. 鹿児島湾中部のサブボトム・プロファイラ記録

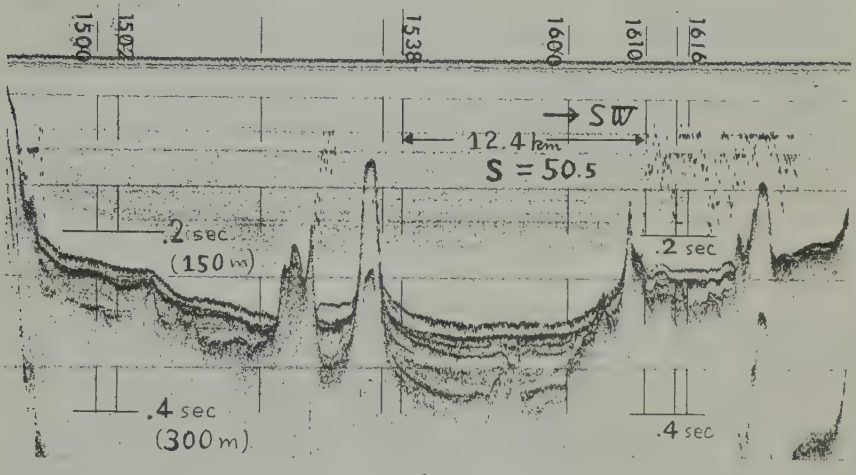
中央は地溝内の表層堆積物である.

3. 姶良カルデラのエアガン記録

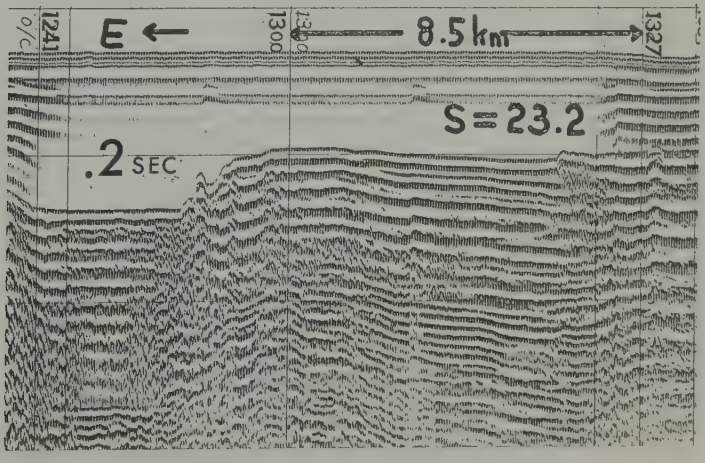
震源はエアガン1コで40立方インチ, 1300 psi, 発震間隔 4 sec, 受波器は 50m ストリーマ 100素子, 1チャンネル, フィルター 50–160 Hz. 左方は若みこカルデラ, 右の上部はL層. 地層は成層で西に落ち, 深い方が傾斜角が大きい.


1200
1228
1241
1300
W
1327
1331
N
SWW
8.6 km
S=51.1
C/C
8.5 km
S=50.5
C/C
.2sec
.4sec (300m)

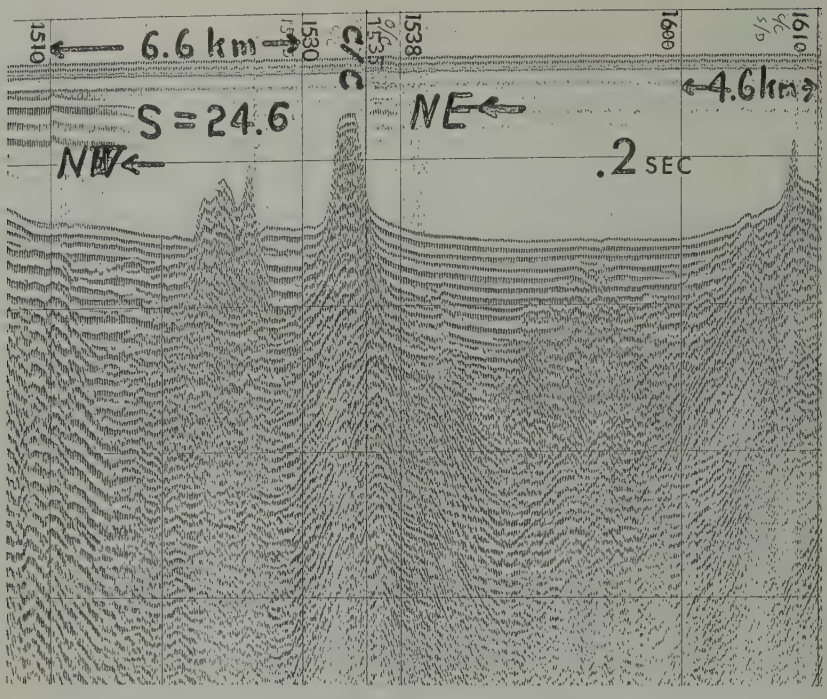
1.


1500
1507
1538
1600
1610
1616
SW
12.4 km
S=50.5
.2 sec
(150 m)
.2 sec
.4 sec
(300 m)
.4 sec

2.

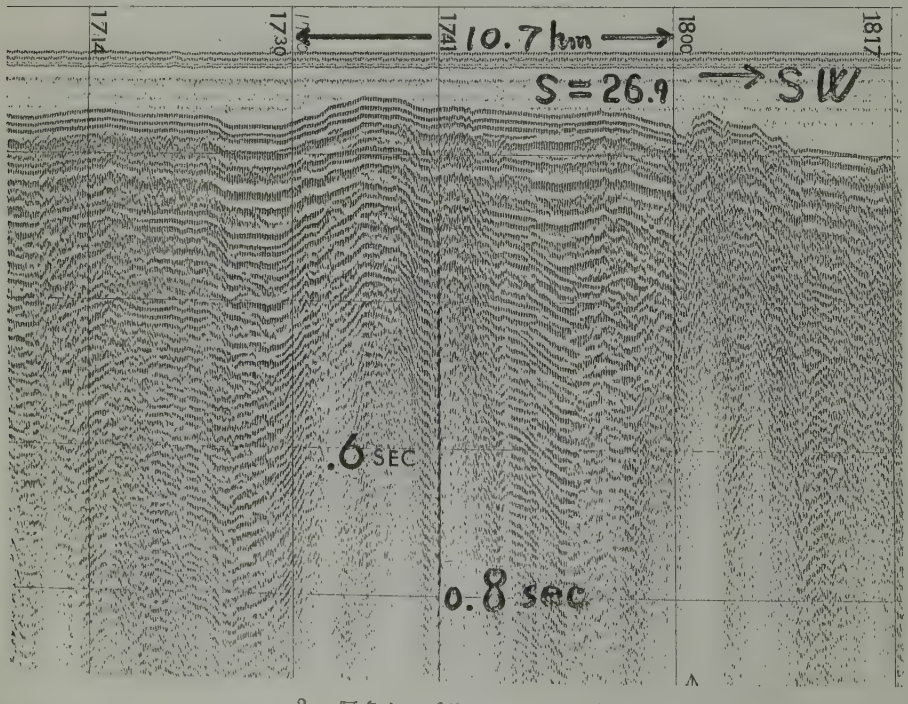

1241
O/C
E
1300
C/C
8.5km
1327
S=23.2
.2 SEC

3.



1. 鹿児島湾中部のエアガン記録

湾中部が地溝として形成されたことが分かる．サブボトム・プロファイラ記録および時間断面図参照



2. 阿多カルデラのエアガン記録

記録の様相の変化がはげしく，構造的にモメタ感じが強い．時間断面図参照

講 演 要 旨*

熱水変質帯調査および変質鉱物分析に用いられる機器

金原　啓司

地熱（熱水）変質帯では，岩石と熱水流体の相互反応により，その場の生成条件に応じた様々の変質鉱物が生じている．これらの変質鉱物（粘土鉱物，硫酸塩鉱物，シリカ鉱物，沸石など）は一般に微細であるため，その研究には通常X線回折法が用いられる．変質鉱物の詳細な研究により，広域的な変質帯分布図を作成し，地下の地熱構造を推定する手がかりを得ることができる．

広域的（100 km² オーダ）な変質帯調査より得られた多数（0.5 km につき1-2個）の変質岩試料中の変質鉱物を，人手を使わず，迅速かつ正確に測定し，また個々の鉱物についてもより詳細な性質を知ることができるように，今回回転対陰極式X線回折装置（理学電機製ロータフレックス，RU-200型）を設置した．次にこの装置の概要について述べる．

回転対陰極式とは，従来のX線管球が陰極（フィラメント）と陽極（対陰極）が固定された封入型（密閉型）であるのに対して，冷却効果を増し，より大きい負荷を与えることができるように，陽極である対陰極（ターゲット）を可動にし，かつターゲットおよびフィラメントの交換ができるようにした開放型（組立型）の管球のことである．回転対陰極を使用した強力X線発生装置の歴史は古く，すでに1930年代に制作されていたが，回転対陰極部の真空保持技術が進まず，長時間連続使用が困難であった．しかしこの問題は1960年代末国産技術のオイル・シール方式により解決された．

ロータフレックス（RU-200型）のX線強度（輝度）は，表に示すように封入型に比べて約16倍（焦点サイズが幅 0.5 mm と狭いので，実際は20-25倍）である．対陰極は直径 99 mm の銅で，回転数は 2,500 rpm である．X線取り出し窓は2個で，ライント・ポイント共用である．ゴニオメータは左右に2台設置されており，半径は従来のものよりも大きく 250 mm，2θ 測定範囲は－5°～＋160°である．計数記録装置とゴニオメータにはサイマルスタート機構，ステップ・スキップスキャン機構，プログラム機構，デジタルプリンター，自動試料交換装置が付属しており，最大100試料までの自動測定と，ステップスキャンのときの計数値の打ち出しができるようになっている．

	焦点サイズ	電圧－電流	輝度	比
封入型	1㎜×10㎜	50kV－30mA (1.5kW)	0.15	1
ロータフレックス (RU-200)	0.5㎜×10㎜	60kV－200mA (12.0kW)	2.4	16

本装置はX線源が強力なため微少ピークの検出ができ，8°/min 程度の迅速測定が精度を落すことなく出来るし，また試料高温装置を取り付けて，最高1350℃（空気中）までの鉱物の状態変化を明瞭に追跡できる．さらにグラファイトのわん曲型結晶モノクロメータでX線を単色化するために S/N 値が大きく，ステップスキャン法の利用により高精度の実験（強度測定）ができるようになっている．また粉末試料の粒子の定方位配向を防ぐために回転試料台も用意されている．

（地殻熱部）

サーモカメラ(地上熱映像)による放熱量調査

川村　政和

物体が放射している赤外線エネルギーを測定することにより，その物体の表面温度を非接触で知ることができる．これを利用したのが赤外線放射温度計であるが，対象物の測温を一点毎に行わず，熱映像としてブラウン管上に表面温度分布を表示するのがサーモカメラ（サーマルカメラ）である．また，この表面温度分布を利用して対象地熱地域からの放出熱量を見積ることができる．

サーモカメラは，ミラー光学系の作動により被写体面を走査し，チョッパーにより被写体面の各スポットから放射される赤外線の熱エネルギーを基準温度（液化窒素：－196℃）に保たれた検出器から放射される赤外線の熱エネルギーと比較しながら，随時検出器の検出素子に集束し，この半導体の検出素子により熱エネルギーを電気エネルギー（ビデオ信号）に変換し，電子回路によりこの信号を所要の電圧・波形に整形してブラウン管に伝え，ブラウン管上に被写体の温度分布を輝度の相異による熱像図として表示するとともに温度を読みとれるようにしたものである．

キャノンサーモカメラ CT-5B は撮像部と表示部とからなり，その仕様は以下の通りである．

測定温度範囲：－20-1850℃

* 昭和51年10月6日本所において開催

測定温度範囲切換：−20-40, 30-120, 100-250, 200-440, 400-850, 800-1850℃（6段階）
黒白温度範囲：各測温範囲切換段の温度差の 2，5，10，20，50，100%
検出温度差：0.12℃（30℃にて）
検出素子：Hg Cd Te
検出波長域：8-11 μ
基準温度源：液化窒素
水平走査型式：4面ミラードラム回転方式
垂直走査型式：平面ミラー揺動方式
走査角度：30°(左右)×18°(上下)
焦点距離：235 mm
焦点合せ：0.12m-∞
画像走査時間：1秒，5秒
水平走査線数：60本（1秒），300本（5秒）
画素数：120,000（5秒写真）
表示サイズ：130(左右)×100(上下)mm
表示画像：黒白熱像図[1]，5段階（10段階）等温度帯熱像図[2]，等温帯熱像図[3]，水平温度波形図[4]，像拡大装置（×2）
記録方式：写真撮影（ポラロイドまたは 30 mm カメラ），磁気テープ
消費電力：AC 100V, 120W, 50/60 Hz
大きさ：撮像部 535(幅)×322(高さ)×323(長さ)mm
表示部 320(幅)×370(高さ)×550(長さ)mm

1) 熱像を白ないし黒（高温ないし低温）の濃淡で表す．
2) 熱像を黒から白までを5段階または10段階の温度幅による異なる濃度帯で表示する．
3) 選択するレンジの等温度帯のみを白で表示する．
4) 黒白熱像図の中から任意に選択した1本の水平走査線上の温度分布を波形で表示する．

熱映像の撮影結果から得られた地熱地の地表面温度情報に対し，次式を用いることによって対象地から放出される熱量を見積ることができる．

$$\Delta G = \varepsilon(1 - 0.09m)(0.52 + 0.065\sqrt{e_w})\sigma\Delta T_0^4 + \rho_a C_p D\,(1+\gamma)\,\Delta\theta_0$$

ΔG: 地熱流量の差
ε: 土壌放射率
m: 雲量
e_w: 水蒸気圧
T_0: 地表面温度 (°K)
θ_0: 〃 (°C)
ρ_a: 空気密度
D: 外部拡散係数
γ: Bowen 比の逆数
σ: Stefan-Bolzman Const.
($\fallingdotseq 1.36\times10^{-2}$ cal/cm·deg⁴·sec)
C_p: 空気の定圧比熱($\fallingdotseq 0.239$ cal/cm²·g·deg)

以上のようにして1975年9月に長野県発哺温泉の火地獄で調査を行ったが，そこの放熱量は 6,620 cal/sec（約 120 m²）であることが知られた．

放熱量を算出するには温度分布の領域を正しく知る必要があるが，これについては対象地内に標的を設置し，画像上におけるそれらの間隔の歪を知ることから熱映像のゆがみを補正している．これらの点についても未だ問題があり，面積計算機等を導入してより簡便な方法で地熱探査ができることをめざしている．（地殻熱部）

映像解析装置と地熱概査

長谷 紘和

空中写真を含む，リモートセンシング映像データの地熱探査利用面における最大の利点は，広域地質，地質構造，地熱徴候の迅速把握にある．多量の映像データを迅速に処理する機能を持つ映像解析装置はこの利点をより促進する有効な手段である．

本発表では地質調査所に設置された映像解析システムについて説明を行い，映像データのうち，とくに空中熱赤外線映像による地表高地温異常地の把握に関連して，1)放熱量の定量的把握上の問題点の指摘，2)地表高地温異常地の変質 Halo としての把握，3)熱史的観点に立った地表高地温異常地の評価法について提案する．

映像解析システムはカラーデータ解析装置，エッジ強調装置およびグラフペンシステムから構成される．グラフペンシステムは構成が未完であることから説明は省略した．前2装置はテレビカメラに連結され，撮影された映像信号が各装置に入力される．カラーデータ解析装置は映像データの濃淡を12段階に区分し，カラー画像として表示するとともに，設定された画域の等濃度部分の面積を内蔵プラニメーターにより百分比値として表示する．エッジ強調装置は，原データの陽陰両信号をわずかにずらせて画面上に表示する機能をもち，微弱なリニアメントの迅速強調抽出に効果がある．その他，画面上にXY座標軸を設定し，Y軸カーソル線上の濃度断面のアナログ表示，XY交点の濃度値測定が可能な装置である．

空中熱赤外線映像による地熱地域のマッピングは，全国地熱基礎調査の一環として，八幡平，伊豆，草津白根，白山，指宿の5地域が選定され，調査が完了した．

れらの地域を含む地熱地域は一般に山岳地域に位置
撮影条件には恵まれない．このような地域で得られ
映像データをもとに，高地温異常地表面からの放射に
る熱放出量測定が有意義な結果を導びき得るかどうか
検討した．映像濃度と放射温度との関係をチェックし
結果，スキャナー検知器へのイラジアンスは設定温度
レジ内ではほぼ正当に濃度表示されているらしい．航
機の揺動に基づく映像のひずみ，地形変化によるV/H
変化は映像のひずみにかなり大きな影響を与える．他
回転鏡の skew motion，対象地点の走査方向に対す
shadowing の影響は比較的小さい．地表面—検知器間
大気の影響はかなり大きいものと考えられる．撮像飛
と同時に行われた，山岳道路を利用しての大気温度測
結果によれば，気温の逆転層が局地的には普遍的に形
されるらしい．この結果，大気の逆転層が存在すると
ろでは高地温異常地表面からの有効出放射は影響を受
る．
以上の誤差要素，放熱全体における放射放熱の比重を
慮した結果，空中熱赤外映像を用いての放熱量測定は
わなかった．
噴気を伴う地熱異常地を観察すると，高地温異常地の
囲には変質裸地が発達し，その外側には丈の短い草
，丈の高い草地，かん木帯，喬木帯がみられる．それ
は高地温異常の中心部から基本的には同心円状に発達
る．変質裸地と草地との境界は，地熱活動の消長によ
変化し，そのような好例は八幡平地域後生掛地熱地帯
観察される．
地表地熱徴候が，open fissure や多孔質岩層を通って地
エネルギーが地表に供給された結果形成されるものと
えると，地表地熱徴候の形成初期には，高地温異常地分
面積と，草地界で境される変質裸地分布面積比は相対
に大きいものと推定される．時間経過とともに，地表へ
地熱流体の運搬通路は変移し，衰微した地熱徴候地で
上記の面積比が相対的に低下するものと考えられる．
以上のような熱史的観点に立てば，空中熱赤外線映像
よってとらえられた高地温異常地の面的発達状態を把
することは意義のあることと考えられる．発表ではこ
ような提案をするとともに，主として八幡平地域で得
れた解析結果について説明を行った．

（環境地質部）

静水圧下での鉱物合成

西沢　修

静水圧下での鉱物合成研究に関し，圧力の定義・測定法，実験例，装置の特徴等について概説した．

(1) 圧力の定義について

圧力＝力/面積で定義される．したがって，高い圧力を得るには，大きな力を加えるか，圧力を受ける部分の面積を小さくすればよい．大量の試料が必要なときには，大きな力のかかる装置を使用し，試料が少量でも高い圧力が必要なときには面積の小さな装置を使用する．

圧力の単位は通常バールである．

1 バール＝0.987気圧＝1.02 kg/cm² ＝ 10^6ダイン/cm²

またインチ，ポンド系では

1 psi ＝ 0.068 気圧＝0.069バール．

最近物理量の単位は MKS 系に統一されつつあるが，このときはニュートン/m² を使用し，これをパスカル (Pa) と呼ぶ．

1 Pa ＝ 10^{-5} バール

であるが通常高圧のとり扱いには小さすぎるので，現在でもなおバール，キロバールがよく使われる．

(2) 圧力の測定について

高圧力の測定は金属の電気抵抗の変化によって行う．ビスマスは25.5キロバールと77キロバールとに抵抗が明瞭な不連続を示す点がある．荷重をかけながらこれらの不連続点を電圧計で調べる．これらの点をもとに圧力—荷重曲線を作り，これを較正曲線とする．圧力測定の一例としてブリッジマンアンビルによる測定例を示した．較正に使った圧力定点は Bi Ⅰ→Ⅱ，Bi Ⅲ→Ⅴ，Sn Ⅰ→Ⅱ，Pb Ⅰ→Ⅱであり140キロバールまでの較正がなされた．

(3) テトラヘドラルアンビル型超高圧発生装置及び六面体超高圧発生装置を使用した実験例について

現在利用している東大物性研のテトラヘドラルアンビル型超高圧発生装置によってなされた実験の実例をいくつか紹介した．(1) $CaMnSi_2O_6$ の bustamite → johannesite の相図，(2)高圧下における，カンラン石—斜方輝石間の Fe-Mg の分配，(3)高圧下における単斜輝石—スピネル間の Fe-Mg の分配などである．

また，六面体型超高圧発生装置による超高圧下での弾性定数の測定例を紹介した．MgO の単結晶について 50 キロバールまでタテ波の弾性波速度の測定が可能である．

(4) その他の装置について

非常に高い圧力を得るには現在ダイヤモンドアンビルがもっとも簡便である．ただし試料はごく少量しか得られない．また岩石学的に興味のある問題にはピストンシリンダが適している．これは圧力はあまり上がらないが，大容量の試料に長時間，安定に圧力，温度をかける

ことができる．また，多面体アンビルは操作及び試料部の構成が簡単なため非常に能率的である．ただ装置の構成が前2者に比べやや複雑となるため製作に費用のかかるのが弱点である．しかし費用の点が解決すればこれを使用するのがもっとも良いと考えられる．発生圧力はダイヤモンドアンビルには及ばないが，ピストンシリンダよりは高い圧力を加えることができる．

（地殻熱部）

地 質 調 査 所 月 報 索 引

第27巻 （第1号－第12号）

1976

地 質 調 査 所

地　方　別

題　名	調査者	号	頁
(全　国)			
岩石の平均化学成分とその図示　4.　本州（秩父）地向斜の泥岩	小野千恵子	8	519-533
岩石の平均化学成分とその図示　5.　中生代，四万十・和泉・田老・日高地向斜の泥岩	小野千恵子	12	783-788
(北海道)			
Mineralization of late Neogene Tertiary to Quaternary period related to the formation of sulphur, iron-sulphide and limonite ores in Hokkaido, Japan	Teruaki Igarashi	6	379–415
(東　北)			
秋田県南部，小安温泉付近の火山岩類のフィッション・トラック年代—日本の地熱活動に関連する火成岩のフィッション・トラック年代(1)	西村　進・谷口政碩・角　清愛	11	713-720
下北半島，田名部低地帯の沖積層から産出した貝化石	坂本　亨	6	443-444
(関　東)			
三浦半島で発見された漸新-中新世初期の枕状溶岩	木村政昭・湯浅真人・正井義郎・蟹江康光	7	451-461
茨城県瓜連丘陵の第四系と久慈川・那珂川の河谷発達史	坂本　亨・宇野沢　昭	10	655-664
三浦半島の水準点変動と地質構造との関連性	鈴木尉元・小玉喜三郎・丸田美幸	1	37-49
(北　陸)			
長野県南軽井沢地域における表層堆積物のコーン支持力と間隙水圧について	相原輝雄	7	463-469
諏訪湖南盆地におけるコーン貫入試験	相原輝雄	8	555-557
韮崎火砕流および流れ山（泥流丘）の地形学的考察	橋本尚幸・川野辰男・磯山　功・窪木時雨郎・奥海　靖	9	625-633
小浜湾の第四系に関する音波探査	細野武男・広島俊男・鎌田清吉	1	15-35
福井県小浜湾の底質分布と堆積環境について	磯部一洋	4	225-230
福井県小浜湾の海況について	磯部一洋・相原輝雄	1	1-14
長野県和田村第三紀石英閃緑岩中のペグマタイトと K–Ar 年代	柴田　賢・青木正博・河内晋平・山崎哲良・小林哲夫	8	509-517
(東　海)			
伊勢湾南部と三河湾の海底堆積物の化学成分—主として微量元素の分布—	西村富子	12	789-805
伊豆半島—伊豆大島間，小海丘の玄武岩—GH 742・St. 7・D6—	湯浅真人・本座栄一	11	721-730
(中　国)			
山口県玖珂地区の堆積岩および花崗岩の化学組成	東元定雄・大森江い・後藤隼次	7	471-481
宍道湖・中海の堆積物中の炭素分布について	小野美代子・小野寺公児	8	535-553
(四　国)			
高知県伊野地域ならびにその周辺部の地質構造—四国地方における後期中生代の地殻変動—第3報	河合正虎	2	61-122
(九　州)			
鹿児島湾の物理探査の予察	中条純輔・村上文敏	12	807-826
天草下島西端の地質および北西九州の変成岩	服部　仁・礒見　博	10	665-684

北部九州・響灘における磁気探査の成果について—海底地質調査技術の研究　その2—
……細野武男　11　731-744
霧島火山岩石の ^{14}C 年代—日本の地熱活動に関連する第四紀層の ^{14}C 年代Ⅲ—
……太田良平・神谷雅晴・中川　進　7　483-484
阿蘇火山岩石の ^{14}C 年代—日本の地熱活動に関連する第四紀層の ^{14}C 年代Ⅱ—
……太田良平・神谷雅晴・植木保吉　4　223-224
地磁気・重力異常からみた南九州の地球物理的特徴……渡辺史郎　3　135-154
（外　国）
K–Ar Ages of Altered Rocks from the Michiquillay Mine, Peru
…… Ken Shibata and Kinsuke Uchida　11　745-749
（研　究）
けい光X線によるけい酸塩岩石の主成分の自動分析……後藤隼次　9　595-611
マグマ性鉱床の活構造と特徴……堀越　叡　10　689-706
地球化学的標準試料 JG-1 および JB-1 の物理的性質……飯塚　進・井波和夫　3　155-165
微量元素による本邦含銅硫化鉄鉱鉱床の地球化学的研究……伊藤司郎　5　245-377
非分散型蛍光X線装置による岩石試料の定量分析について　その1
……金谷　弘・寺島　滋　9　579-593
基盤のブロック状変形に伴う断層形成の数値実験　その1—基盤ブロックの大きさが地表変形に及ぼす効果について—
……小玉喜三郎・本多　進・藤田　仁・新田　潔・鈴木尉元　3　123-134
空中磁気探査における機体磁気補償……中塚　正・田村芳雄・陶山淳治　12　773-781
岩石および鉱物中の主成分のけい光X線分析法—第2報　ガラス円板を使用した検量線法による定量分析—……大森貞子　6　425-442
岩石および鉱物中の主成分のけい光X線分析法—第1報　ガラス円板作成について—
……大森貞子・大森江い　4　195-211
イオウ同位体比よりみた大谷石中のミラビル石の成因……佐々木　昭・神山宣彦　7　445-449
半導体検出器を用いた蛍光X線分析法の検討　その1—分解能による検出エネルギースペクトルの変化—……丹治耕吉・金谷　弘　4　213-222
本邦新生代石灰岩に含まれるアミノ酸……寺島美南子・田中峰雄　9　613-624
けい光X線分析法による岩石中の塩素およびイオウの定量……寺島　滋　4　185-194
Determination of micro-amounts of silver in rocks by atomic absorption spectrometry with a carbon tube atomizer…… Shigeru Terashima　6　417–423
（海外資料）
火山源地質生成帯東アジア生成系の後中生代酸性火山活動について
……(V. F. Belyy, I. N. Kotlyar, A. P. Milov, P. P. Pavlov 著)岸本文男(訳)　3　167-173
北ムゴドジャール地方ドンバーロフスキー構造フォーメイション帯のマグマ作用と硫化鉄鉱鉱化作用の特徴……(M. B. Borodaevskaya, Ye. P. Shirai, S. T. Ageeva, A. G. Zlotnik-Khotkevich, V. S. Trebukhin 著) 岸本文男 (訳)　9　635-644
モンゴルのカンブリア系燐灰土…… (N. A. Donov, Ye. V. Yedemckii, A. A. Yel'yanov, A. V. Il'in, M. M. Muzalevskii 著) 岸本文男 (訳)　4　231-236
コウンラート鉱床バランスシート外鉱石の銅のバクテリア　リーチング実用化試験
…… (A. N. Ilyaletdinov, R. Z. Kreines, M. R. Kamalov 著) 岸本文男 (訳)　10　707-712
モンゴル中部および東部の地質構造とメタロジェニーの特徴
…… (R. A. Khasin, Yu. A. Barzakovskii 著) 岸本文男 (訳)　7　485-493
海洋のメタロジェニーについて……(V. I. Smirnov 著) 岸本文男 (訳)　11　751-758

太平洋における鉄-マンガン団塊の賦存位置とその成因的意義
……(N. M. Strakhov 著) 岸本文男 (訳) 8 559-571
(資 料)
新着資料の紹介……資料室 1 51-59
〃 ……資料室 3 175-183
〃 ……資料室 4 237-244
〃 ……資料室 7 495-502
(講演要旨)
GH76-1 海域の堆積物 …… 有田正史・木下泰正・上嶋正人 11 762-763
地質調査観測井と地下構造について……福田 理・河内英幸・高木慎一郎・田中信一 9 647-648
マンガンノジュールの微細構造と成因……原田憲一 11 771-772
映像解析装置と地熱概査……長谷紘和 12 828-829
東南アジア地域地質構造の研究 4. ジャワ島の重力異常とその解釈……長谷川 博 7 507-508
東南アジア地域地質構造の研究 3. ジャワの地質構造……星野一男 7 507
物性からみた多摩川下流地域の地盤変動の機構について……星野一男 9 652-653
川崎地区におけるラドン測定について……池田喜代治・阿部喜久男・金谷 弘 9 651
地質調査所観測井における水質・ラドン・ガス観測
……池田喜代治・阿部喜久男・永井 茂・大場信雄 9 649-650
100万分の1日本地質図 2. 明治時代に発行された100万分の1日本地質図
……今井 功 8 574-575
100万分の1日本地質図 4. 100万分の1日本地質図における西南日本外帯
……今井 功・田中啓策 8 575-576
爆破地震による地震波速度変化の観測
……伊藤公介・市川金徳・長谷川 功・小尾中丸・氏家 明・垣見俊弘 9 646-647
多摩川下流域における地盤隆起問題の経緯……垣見俊弘 9 645
多摩川下流域の地質と活構造……垣見俊弘・桂島 茂・岡 重文 9 645-646
サーモカメラ (地上熱映像) による放熱量調査……川村政和 12 827-828
熱水変質帯調査および変質鉱物分析に用いられる機器……金原啓司 12 827
地質調査所観測井における施設・設備と水位観測……岸 和男 9 648-649
川崎地区における揚水量と地下水位の変遷……岸 和男・永井 茂 9 650-651
地質調査所による深海底鉱物資源, とくにマンガン団塊の研究プロジェクトと成果の概
要……盛谷智之・水野篤行 11 760-761
ヨーロッパにおける地下水の人工かん養……村下敏夫 7 504-505
地下水位の変動量から地盤の変動量を計算する試み—弾性被圧帯水層理論の応用—
……村下敏夫 9 652
川崎地区における地下水の水質について……永井 茂・阿部喜久男 9 651
川崎地区におけるガスの測定について……永田松三・比留川 貴・大場信雄 9 651-652
東南アジア地域地質構造の研究 2. ジャワ島および周辺地域の新生界……名取博夫 7 505-507
静水圧下での鉱物合成……西沢 修 12
太平洋域マンガンノジュールの地球化学的特徴とその支配因子……野原昌人 11 771
100万分の1日本地質図 3. 100万分の1日本地質図における基盤岩類と変成岩類
……野沢 保 8 575
100万分の1日本地質図 6. 100万分の1日本地質図における北海道南西部から東北地
方にいたるグリーンタフ地域の地質構造……大沢 穠・秦 光男 8 576-577
東南アジア地域地質構造の研究 5. 総括—東南アジアの地質構造とジャワ…佐野浚一 7 508

東南アジア地域地質構造の研究　1.　概況報告……佐藤良昭　7　505
DOMA による Mn 団塊調査の概要と成果……佐原弘輔　11　761-762
マンガン団塊の成因について……杉山隆二・松本勝時　11　759-760
トルコ共和国 M.T.A.（鉱物調査開発）研究所と同国の鉱物資源，とくに銅鉛亜鉛鉱床
……高島　清　7　503-504
音響的層序・構造とマンガン団塊分布との関連について
……玉木賢策・水野篤行・本座栄一　11　763-765
深海底堆積物の物理的性質……鶴崎克也・伊藤福夫　11　765-768
マンガン団塊の構成鉱物とその生成環境……臼井　朗　11　768-770
100万分の 1 日本地質図　5.　100万分の 1 日本地質図における西南日本内帯の中生代
花崗岩・火山岩……山田直利　8　576
100万分の 1 日本地質図　1.　100万分の 1 日本地質図の概要……吉田　尚・広川　治　8　573-574

CONTENTS OF VOLUME 27

Title	Reporters	No.	Page
(GEODESY)			
Recent Crustal Deformation and Its Relation to the Geologic Structures of the Miura Peninsula	Suzuki, Y., Kodama, K. and Maruta, Y.	1	37–49
(CHEMISTRY)			
Amino Acid in the Cenozoic Limestone from Japan	Terashima, M. and Tanaka, M.	9	613–624
(ANALYTICAL CHEMISTRY)			
Automatic Analysis of Major Elements in Silicate Rocks by X-ray Fluorescence Spectrometry	Goto, H.	9	595–611
Chemical Composition of Sedimentary Rocks and Granites from the Kuga District, Yamaguchi Prefecture, Southwest Japan	Higashimoto, S., Ohmori, E. and Goto, H.	7	471–481
Determination of Some Major and Minor Elements in Rock Samples Using an Energy Dispersive X-ray Analyzer	Kanaya, H. and Terashima, S.	9	579–593
Chemical Components of Marine Sediments in the Mikawa Bay and the Southern Area of the Ise Bay—Distribution of minor elements—	Nishimura, T.	12	789–805
X-ray Fluorescence Analysis of Major Elements in Rocks and Minerals Part 2. Quantitative analysis by linear calibration method	Ohmori, T.	6	425–442
X-ray Fluorescence Analysis of Major Elements in Rocks and Minerals Part 1. Preparation of glass disc samples	Ohmori, T. and Ohmori, E.	4	195–211
Studies on X-ray Fluorescence Analysis Using a Solid State Detector 1 Characteristics of energy spectral patterns under various resolutions	Tanji, K. and Kanaya, H.	4	213–222
The Determination of Chlorine and Sulfur in Silicate Rocks by X-ray Fluorescence Spectrometry	Terashima, S.	4	185–194
Determination of micro-amounts of silver in rocks by atomic absorption spectrometry with a carbon tube atomizer	Terashima, S.	6	417–423
(GEOPHYSICS)			
The Geophysical Preliminary Surveys of Kagoshima Bay	Chujo, J. and Murakami, F.	12	807–826
The Magnetic Prospecting in the Nearshore Area off North Kyushu, Southwest Japan	Hosono, T.	11	731–744
Continuous Seismic Profiling of the Quaternary System in Obama Bay	Hosono, T., Hiroshima, T. and Kamata, S.	1	15–35

Measurements of Physical Properties for Geochemical Rock Standards GSJ JG-1 and JB-1 ..... Iizuka, S. and Inami, K. 3 155–165

The Compensation for the Aircraft Magnetism in the Aeromagnetic Survey ..... Nakatsuka, T., Tamura, Y. and Suyama, J. 12 773–781

Geophysical Study of South Kyushu Based on Analyses of Geomagnetic and Gravitational Anomalies ..... Watanabe, S. 3 135–154

(GEOCHEMISTRY)

Geochemical Study of Bedded Cupriferous Pyrite Deposits in Japan ..... Itoh, S. 5 245–377

(ENGINEERING GEOLOGY)

A Geomorphological Study of the Nirasaki Pyroclastic Flow and Its Mud-flow Hills, Yamanashi Prefecture ..... Hashimoto, N., Kawano, T., Isoyama, K., Kuboki, J. and Okumi, S. 9 625–633

(DETERMINATION OF GEOLOGICAL AGE)

Fission-track Ages of the Volcanic Rocks in Oyasu-Doroyu Geothermal Field, Akita Prefecture—Fission-track Age of the Igneous Rocks Associated with Geothermal Activities in Japan (1)— ..... Nishimura, S., Taniguchi, M. and Sumi, K. 11 713–720

^{14}C-Ages of Rocks of Kirishima Volcano—^{14}C-Ages of the Quaternary Rocks Associated with the Geothermal Activity in Japan III— ..... Ota, R., Kamitani, M. and Nakagawa, S. 7 483–484

^{14}C-Age of a Sediment in Aso Volcano—^{14}C-Ages of the Quaternary Rocks Associated with the Geothermal Activity in Japan II— ..... Ota, R., Kamitani, M. and Ueki, Y. 4 223–224

K-Ar Ages of Altered Rocks from the Michiquillay Mine, Peru ..... Shibata, K. and Kinsuke Uchida 11 745–749

Description and K-Ar Age of Pegmatite in the Tertiary Quartzdiorite from Wada-mura, Nagano Prefecture, Central Japan ..... Shibata, K., Aoki, M., Kawachi, S., Yamazaki, T. and Kobayashi, T. 8 509–517

(GENERAL GEOLOGY)

Nagasaki Metamorphic Rocks in Northwest Kyushu, with Particular Emphasis on the Geology of Westernmost Amakusa-shimoshima ..... Hattori, H. and Isomi, H. 10 665–684

A Study on Distribution of Bottom Sediments and Environment of Recent Sedimentation in Obama Bay, Fukui Prefecture ..... Isobe, I. 4 225–230

A Study on Marine Conditions in Obama Bay, Fukui Prefecture ..... Isobe, I. and Aihara, T. 1 1–14

Geologic Structure of the Ino District and its Environs, Kouchi Prefecture, Shikoku, Japan—Late Mesozoic Crustal Movements in Shikoku, Outer Zone

of Southwest Japan, Part 3— ..... Kawai, M. 2 61–122
Numerical Analysis of Faulting in the Course of Block Deformation—(1) Effect of width of the basement block on faulting near the earth's surface— ..... Kodama, K., Honda, S., Nitta, K., Fujita, H. and Suzuki, Y. 3 123–134
Organic Carbon in the Bottom Sediments from Lake Shinjiko and Lake Nakaumi on the Coast of Japan Sea, West Japan ..... Ono, M. and Onodera, K. 8 535–553

(STRATIGRAPHY, HISTORICAL GEOLOGY)
Molluscan Fossils from Alluvial Deposits near Tanabu, Shimokita Peninsula, Northeast Japan..... Sakamoto, T. 6 443–444
Pleistocene Deposits in the Urizura Hills and Geomorphological Developments of the Kuji and the Naka Valleys..... Sakamoto, T. and Unozawa, A. 10 655–664

(PETROLOGY)
Finding of Pillow Lava from the Oligo-Miocene Formation of the Miura Peninsula.....Kimura, M., Yuasa, M., Masai, Y. and Kanie, Y. 7 451–461
Average Chemical Compositions of Rocks and their Graphic Representation 4. Mudstone of the Honshu Geosyncline..... Ono, C. 8 519–533
Average Chemical Compositions of Rocks and Their Graphic Representation 5. Mudstone of Mesozoic Geosynclines in Japan..... Ono, C. 12 783–788
Dredged Basalt from the Knoll between the Izu Peninsula and Izu-Ōshima Island..... Yuasa, M. and Honza, E. 11 721–730

(ECONOMIC GEOLOGY)
Tectonics and Characteristics of Magmatic Ore Deposits ..... Horikoshi, E. 10 689–706
Mineralization of late Neogene Tertiary to Quaternary period related to the formation of sulphur, iron-sulphide and limonite ores in Hokkaido, Japan ..... Igarashi, T. 6 379–415
The Isotopic Composition of Sulfur and the Genesis of Mirabilite from the Miocene Oya Formation, Tochigi Prefecture ..... Sasaki, A. and Kohyama, N. 7 445–449

(ENGINEERING)
Cone Penetration Test and Measurement of Pore Water Pressure of the Surface Deposits in the Minami-Karuizawa Area, Nagano Prefecture .....Aihara, T. 7 463–469
Cone Penetration Test in the Southeast Basin of Suwa Lake, Nagano Prefecture .....Aihara, T. 8 555–557

地質調査所月報 第28巻 第1号 予告

報　文

全国地熱基礎調査
駒ヶ岳北部放熱量調査物理探査
吾妻北部放熱量調査
薩南地域放熱量調査報告

昭和51年12月20日 印　刷
昭和51年12月27日 発　行

工業技術院地質調査所

印刷者　小宮山一雄
東京都新宿区天神町78番地
印刷所　小宮山印刷工業株式会社
東京都新宿区天神町78番地

© 1976 Geological Survey of Japan

UDC 55 (05)

BULLETIN OF THE GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

Isamu KOBAYASHI, Director

Vol. 27 DECEMBER 1976 No. 12

CONTENTS

T. NAKATSUKA, Y. TAMURA and J. SUYAMA: The compensation for the Aircraft Magnetism in the Aeromagnetic Survey 1 (773)

C. ONO: Average Chemical Compositions of Rocks and Their Graphic Representation 11 (783)

T. NISHIMURA: Chemical Components of Marine Sediments in the Mikawa Bay and the Southern Area of the Ise Bay——Distribution of minor elements—— 17 (789)

J. CHUJO and F. MURAKAMI: The Geophysical Preliminary Surveys of Kagoshima Bay 35 (807)

U.I.C.
MAR 19
LIBRA

GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

Hisamoto, Takatsu-ku, Kawasaki-shi, Japan

地質調月
Bull. Geol. Surv. J.
Vol. 27, No. 12, 1976